



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia.

Jorge Adrián Oviedo Reyes

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Maestría en Ciencias -Geología

Bogotá D.C., Colombia

2015

Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia.

Jorge Adrián Oviedo Reyes

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias - Geología

Director (a):

Vo.Bo. Directora: Ph.D., María Cristina Dimaté Castellanos

Línea de Investigación:

Evolución del Paisaje, Neotectónica y Geología Estructural

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá D.C., Colombia

2015

“Dedico este trabajo a mi mamá Nidia, y a mi hermanas Caty y Tata”
“Por su incondicionalidad y sacrificio, a Paula, y en especial a Matthias”.

“Saber que no se sabe, eso es humildad, pensar que uno sabe, eso es enfermedad”

Lao – Tsé

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional de Colombia, principalmente a la Facultad de Ciencias por darme la oportunidad de terminar mi maestría. Al Servicio Geológico Colombiano, casa de la geología colombiana, por facilitarme los datos y el uso de herramientas tecnológicas para la elaboración de la tesis. Así mismo, al director de Geociencias Básicas del Servicio Geológico Colombiano Alberto Ochoa que permitió profundizar más en el tema de la neotectónica mientras desarrollábamos labores de cartografía geológica.

Doy especiales gracias a la profesora María Cristina Dimaté Castellanos por su comprometida colaboración en la dirección de mi tesis, y las infinitas correcciones a mis textos que hacen de mí un profesional más responsable con la escritura.

Finalmente quiero agradecer a mi familia por creer en mí.

Resumen

El objetivo principal de este estudio fue caracterizar la tectónica activa en el área comprendida entre el valle del río Zulia y la serranía de Aguardiente, en la terminación noreste de la Cordillera Oriental colombiana, utilizando morfometría y análisis morfotectónico. Previamente, el hallazgo de una franja de terrazas deformadas en el flanco occidental del río Zulia, con una altura de 80 metros respecto al cauce actual, se manifestó como un indicador morfológico contundente de deformación por tectónica activa, que no se relacionaba con el contexto regional enfocado principalmente al sistema transcurrente de la Falla de Boconó y el Indentor de Pamplona.

Una parte del estudio investigó el Sistema de Fallas del Zulia (SFZ), que deforma el flanco occidental del sinclinal del Zulia. El sistema está conformado morfológicamente por segmentos de fallas, cuchillas lineales, valles rectilíneos, silletas de falla, procesos de piratería y un conjunto de terrazas regionales asociadas a tectónica activa, características localizadas en un mapa morfotectónico. Secciones estructurales apoyadas en datos de campo permitieron definir el sinclinal del Zulia como una estructura asimétrica, con un eje axial sinuoso que controla estructuralmente tanto el nivel base, como el cauce del río Zulia. Así mismo, se encontraron evidencias estructurales que indicaron la presencia de dos fallas principales, la de Icuquerena y la de Aguardiente que delimitan el costado occidental de la zona de estudio, próximas a la serranía de Aguardiente. Estas fallas fueron analizadas junto al SFZ por índices morfométricos calculados a partir de información topográfica.

Los resultados obtenidos indican que las terrazas deformadas son una expresión de una deformación acumulada a lo largo de tres fallas inversas, Falla Icuquerena, Aguardiente y Sistema de Fallas del Zulia, con vergencia hacia el este. Los índices morfométricos como perfiles longitudinales, curva e integral hipsométrica, índice de Hack, asimetría de la cuenca y análisis de los perfiles de corriente (índices Ksn y θ) indican que las fallas de Icuquerena y Aguardiente en el segmento central de la serranía de Aguardiente son estructuras activas. No obstante, observaciones morfotectónicas y estructurales de campo en el flanco occidental del río Zulia, indican que el sinclinal del Zulia y el SFZ son estructuras activas; sin embargo, en este caso, los índices morfométricos no son eficientes en capturar los cambios que genera la tectónica activa en la topografía. Por lo tanto, basado en evidencia de campo se definió que el principal mecanismo de deformación de las terrazas del Cuaternario, es el movimiento de fallas flexo-deslizantes (SFZ) que afectan rocas sedimentarias del Neógeno.

El análisis morfotectónico realizado en este trabajo, tanto de las evidencias de campo como de los índices morfométricos, aporta nuevos datos cuantitativos y cualitativos acerca de la deformación reciente en el área. Nuestros resultados permiten identificar una nueva fuente sismogénica asociada a estructuras compresivas (Inversas y de cabalgamiento) ubicadas al occidente de la Falla de Boconó, identificadas como las fallas

de Icuperena, Aguardiente y el Sistema de Fallas del Zulia, que necesitan ser investigadas más en profundidad por su potencial sismogénico.

Palabras clave: Tectónica activa, Terrazas deformadas, Índices morfométricos, Análisis morfotectónico, Fallas flexo-deslizantes, sismogénica.

Abstract

The aim of this study was to characterize the active tectonics in the area between the Zulia river valley and the Aguardiente Mountains on the northeastern end of the Colombian Eastern Cordillera, using morphometry and morphotectonic analysis. Previously, the finding of deformed belt of terraces on the western flank of the river Zulia, with a height of 80 meters over the current channel, manifested as a strong indicator morphological active tectonic deformation, which is not related to the regional setting focused mainly transcurrent Boconó Fault and Indenter of Pamplona.

One part of the study investigated the Zulia Fault System (SFZ), which deforms the western flank of the syncline of Zulia. The system include morphologically fault segments aligned, linear ridge, rectilinear valley, saddles fault, piracy processes and a set of regional terraces associated with active tectonics, features set in morphotectonic map. Structural sections supported by field data allowed to define the syncline of Zulia as an asymmetric structure with a sinuous shaft axial structurally controlled both the base level as the bed of the river Zulia. Also, structural evidence indicated the presence of two major Icuperena and Aguardiente faults, crossing the western side of the study area, near the mountains of Aguardiente found. These faults were analyzed by the SFZ by morphometric indices calculated from topographic parameters.

The results indicate that the deformed terraces are an expression of an accumulated to over three reverse faults, Icuperena Fault, Aguardiente Fault and Zulia Fault System, verging eastward deformation. Several morphometric indexes were calculated Swath profiles, drainage basin asymmetry factor, elongation ratios, basin hypsometric curve and integral, mountain front sinuosity, Hack index, and stream profile analysis (K_{sn} and θ) implies that Icuperena and Aguardiente Faults in the central segment of the mountains of Aguardiente are active structures. However, structural morphotectonic and field observations on the western flank of the river Zulia reflects that the syncline of Zulia and SFZ are active structures; however, in this case, morphometric indices are not efficient in capture changes in topography that response to Tectonic forcing. Therefore, based on field evidence it was established that the main mechanism of deformation of the terraces of the Quaternary, is the flexural-slip faults (SFZ) affecting exposed rocks of the Neogene.

Both morphotectonic and morphometry evidence analysis used in this study provides new quantitative and qualitative data about the recent deformation in the area. Our results identify a new seismogenic source associated with compressive structures (reverse and thrust) located west of the Boconó Fault, identified as Icuperena and Aguardiente Faults, and Zulia Fault System, which need to be investigated more in depth due to seismogenic potential

Keywords: Active tectonics, deformed terraces, morphometric indices, morphotectonic Analysis, Flexural-slip faults, Tectonic forcing.

Contenido

	Pág.
Resumen	V
Lista de figuras.....	IX
Lista de tablas	XII
Lista de Símbolos y abreviaturas.....	XIII
Introducción	1
1. Objetivos.....	3
1.1 Objetivo General.....	3
1.2 Objetivos Específicos.....	3
2. Contexto Regional.....	5
2.1 Contexto Tectónico.....	5
2.2 Contexto Geológico	11
2.3 Contexto Geomorfológico/Morfotectónico	13
2.4 Contexto Sismológico	15
2.5 Evidencias de Tectónica Activa	17
3. Metodología.....	19
3.1 Marco Teórico.....	20
3.1.1 Índices Geomorfológicos.....	20
3.1.2 La Curva e Integral Hipsométrica (IH)	21
3.1.3 Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF)	22
3.1.4 Factor Transversal de Simetría Topográfica (T)	24
3.1.5 Índice de Hack o SL (Longitud de Corriente – Gradiente de Corriente).....	25
3.1.6 Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf)	26
3.1.7 Radio del ancho del fondo del valle y altura del valle (Vf).....	27
3.1.8 Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re).....	28
3.1.9 Análisis del Perfil de Corriente (<i>Stream Profile Analysis</i>).....	29
3.2 Estado del arte de la técnica de los Índices Morfométricos	31
4. Resultados.....	35
4.1 Análisis geomorfológico cualitativo	35
4.2 Análisis geomorfológico cuantitativo. Índices Morfométricos.....	36
4.2.1 Perfiles en Franja (<i>Swath Profiles</i>)	39
4.2.2 Asimetría de la Cuenca (AF)	41
4.2.3 Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re).....	44

4.2.4	Curva e Integral Hipsométrica (IH).....	47
4.2.5	Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf)	53
4.2.6	Índice de Hack (SL)	55
4.2.7	Análisis de perfiles de corrientes. Índice de Verticalidad (K_{sn}) y concavidad (θ_{ref})	63
4.3	Análisis geológico estructural	72
4.4	Análisis morfotectónico.....	82
4.4.1	Depósitos Recientes.....	82
4.4.2	Índices de Deformación	88
5.	Discusión.....	91
5.1	Implicaciones en la evolución del paisaje.	97
5.2	Implicaciones tectónicas.....	98
6.	Conclusiones y recomendaciones	99
6.1	Conclusiones.....	99
6.2	Recomendaciones.....	101
A.	Anexo: Mapa Morfotectónico escala 1:50.000	103
B.	Anexo: Ubicación de las cuencas para análisis morfométrico y mapas de índices morfométricos. Escala 1:50000.....	105
	Bibliografía	113

Lista de figuras

	Pág.
Figura 2-1: Mapa de localización de la zona de estudio..	6
Figura 2-2: Mapa neotectónico del Norte de los Andes indicando los principales sistemas de fallas activas (modificado de Taboada <i>et al.</i> , 2000; Dimaté <i>et al.</i> , 2003a).....	7
Figura 2-3: Mapa tectónico esquemático del límite entre Colombia y Venezuela.	8
Figura 2-4: Mapa de localización y distribución de los principales trazos de falla en la zona de estudio propuesta.	10
Figura 2-5: Mapa Geológico de la zona de estudio sobre DEM – 30m y sus principales estructuras geológicas.....	12
Figura 2-6: Cortes Topográficos con dirección SE – NW en la zona de estudio y la ciudad de Cúcuta.....	14
Figura 2-7: Sismos reportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 2013.	16
Figura 3-1: Relaciones y parámetros para calcular la Curva Hipsométrica e Integral Hipsométrica.	22
Figura 3-2: Procedimiento para calcular el factor de asimetría (AF), y su significado tectónico.....	23
Figura 3-3: Ejemplo de cómo detecta el índice AF en una posible deformación asociado a un lineamiento activo.....	23
Figura 3-4: Cálculos relacionados con el factor transversal de simetría topográfica (T).	24
Figura 3-5: Procedimiento para calcular el índice SL.....	25
Figura 3-6: Diagrama idealizado mostrando cómo se calcula el índice de sinuosidad de frente de montaña (Smf).	26
Figura 3-7: Procedimiento para calcular el radio del ancho del piso del valle/ Altura del valle.....	27
Figura 3-8: Procedimiento para calcular los radios de elongación Re sobre las cuencas presentes en una zona de actividad neotectónica.	28
Figura 3-9: Clasificación de los puntos de quiebre (knickpoints) en términos del perfil de canal y la gráfica logarítmica entre pendiente y área.	30
Figura 4-1: Distribución de las cuencas usadas en este estudio y principales estructuras de la zona de estudio.	37
Figura 4-2: A. Mapa de ubicación de los perfiles topográficos longitudinales (<i>Swath Profiles</i>).....	40
Figura 4-3: Mapa de distribución de la asimetría de la cuenca (AF) y principales estructuras de la zona de estudio.....	43

Figura 4-4: Mapa de distribución de las formas de cuenca (Re) y principales estructuras de la zona de estudio.....	46
Figura 4-5: Mapa de distribución de la curva hipsométrica e integral hipsométrica (HI) y principales estructuras de la zona de estudio.....	48
Figura 4-6: Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la Serranía de Aguardiente (gráfica superior, elipse D y E (fig. 4-5)), y Serranía Aguardiente – Río Peralonso (gráfica inferior, elipse B (fig. 4-5)).	50
Figura 4-7: Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la zona sur de la zona de estudio, (gráfica superior, elipse A (fig. 4-5)), y zona central (gráfica inferior, elipse C y E (fig. 4-5)); adyacente al río Zulia.....	51
Figura 4-8: Comparación de curvas hipsométricas de los drenajes con mayor interés...	52
Figura 4-9: Mapa de pendientes de la zona de estudio, Valle del Río Zulia y Serranía Aguardiente.	54
Figura 4-10: Mapa de distribución SL (<i>Índice de Hack</i>) por los cauces de los drenajes usados y mapa geológico del área de estudio.	57
Figura 4-11: Mapa de distribución SL (<i>Índice de Hack</i>) y principales estructuras en la zona de estudio.....	58
Figura 4-12: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio.	59
Figura 4-13: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio.	60
Figura 4-14: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio.	61
Figura 4-15: Perfil longitudinal del río Icuperena-Zulia (Corriente No 1) (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (<i>knickpoints</i>) y posición espacial de los rasgos estructurales principales.	66
Figura 4-16: Perfil longitudinal de la quebrada la Contenta (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (<i>knickpoints</i>) y posición espacial de los rasgos estructurales principales.....	67
Figura 4-17: Perfil longitudinal de la quebrada Palmaro (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (<i>knickpoints</i>) y posición espacial de los rasgos estructurales principales.....	68
Figura 4-18: Perfil longitudinal del río Peralonso – Zulia (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (<i>knickpoints</i>) y posición espacial de los rasgos estructurales principales.....	69
Figura 4-19: Perfil longitudinal del río Salazar – Zulia (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (<i>knickpoints</i>) y posición espacial de los rasgos estructurales principales.....	70
Figura 4-20: Mapa de distribución del índice de Verticalidad normalizado (<i>Ksn</i>), puntos de quiebre (<i>Knickpoints</i>) para los cauces de los drenajes usados y principales estructuras del área de estudio.	71
Figura 4-21: La deformación sobre el Grupo Guayabo (Tmg3) y el efecto sobre depósitos de Terraza.	74

Figura 4-22: Mapa geológico generalizado de la zona de estudio sobre DEM – 30m y sus principales estructuras geológicas.....	75
Figura 4-23: Secciones estructurales de la zona de estudio. Ubicación espacial de las unidades en la zona de estudio.	76
Figura 4-24: Terrazas deformadas por el SFZ.	77
Figura 4-25: Fotografía tomada en dirección hacia el NE de la estructura discordante de carácter regional, una no conformidad sobre el basamento precámbrico.	78
Figura 4-26: Fotografía en dirección SE de la falla Icuperena en su extensión sur.	78
Figura 4-27: Verticalización de los estratos de la secuencia del Cretácico Inferior.	79
Figura 4-28: Brechas de falla asociadas al trazo de la falla Icuperena.	80
Figura 4-29: Modelo digital de elevación (DEM -30m) sobre superficie en Google Earth.	81
Figura 4-30: Panorámica de un depósito de llanura aluvial antigua (Qala).	83
Figura 4-31: Depósitos de terrazas fluviales regionales (Qtr1) afectados por el Sistema de fallas del Zulía.	84
Figura 4-32: Depósitos de caída de bloques (Qc) pertenecientes a la unidad cartográfica Depósitos de coluviones.....	86
Figura 4-33: Depósitos pertenecientes a los depósitos de llanura aluvial (Qal).	88
Figura 5-1: Modelo deformación de las terrazas fluviales del río Zulía (Qtr) por fallas flexo-deslizantes, y una falla principal del SFZ.	94

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 2-1: Registro de los sismos reportados entre 1993 a 2013 con una profundidad menor a 50 kilómetros en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 2013). Los valores fueron obtenidos desde su página web.....	15
Tabla 2-2: Registro de los sismos reportados entre 1980 a 2013 en el portal web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2013).....	15
Tabla 4-1: Resultados del análisis morfométrico para 43 cuencas involucradas en el área de estudio.	38
Tabla 4-2: Resultados de la aplicación del índice de asimetría de la cuenca (AF) e índice normalizado en su valor absoluto.....	41
Tabla 4-3: Radios de elongación (Re) para las 43 cuencas del área de estudio y las respectivas categorías aplicadas.	44
Tabla 4-4: Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (Smf) y las categorías aplicadas.	53
Tabla 4-5: Reporte de los principales parámetros encontrados en el análisis individual de los perfiles de las corrientes (quebradas) para los 28 drenajes de la zona de estudio usando TecDEM 2.0. Índices de verticalidad y concavidad.	64
Tabla 4-6: Reporte detallado del análisis de los perfiles de las corrientes (quebradas) para los 28 drenajes de la zona de estudio generado por el programa TecDEM 2.0. Índices de verticalidad y concavidad.	65

Lista de Símbolos y abreviaturas

Símbolos con letras latinas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
A	Área	m^2	Figura 3-8
S	Pendiente de Cauce	grados	Ec. 7 y 8
K_{sn}	Índice de Verticalidad	1	Ec. 7 y 8
Smf	Sinuosidad del Frente Montañoso	1	Figura 3-6
Re	Radio de Elongación	1	Figura 3-8
AF	Asimetría de la Cuenca	%	Ec. 1
SL	Índice de Hack	Grados	Ec. 3.6
IH	Integral Hipsométrica	u^2	Figura 3-4
Vf	Relación Ancho del valle – Alto del Valle	1	Ec. 5

Símbolos con letras griegas

Símbolo	Término	Unidad SI	Definición
θ	Índice de Concavidad	1	Figura 3-1
θ_{ref}	Índice de Concavidad de Referencia	1	0.4 – 0.6

Superíndices

Superíndice	Término
θ	Índice de Concavidad

Introducción

El estudio morfotectónico de un área vincula varias ramas del conocimiento geológico para la evaluación de actividad neotectónica. Identificar la deformación en depósitos cuaternarios implica una cartografía a detalle de los mismos, así como la morfología asociado a estos, permite identificar patrones de deformación. Sin embargo, en muchas ocasiones la no disponibilidad de cuaternario deformado imposibilita la evaluación de la neotectónica, por esta razón la vinculación de herramientas informáticas, modelos digitales de elevación (DEM) y procedimientos morfométricos eficaces (índices geomorfológicos) en la obtención de parámetros topográficos que permitan evaluar neotectonismo, parecen ser la única forma apropiada de aproximarse a la tectónica reciente cuando se carece de evidencia sobre el cuaternario. (e.g. Della Seta *et al.*, 2008; Figueroa & Knott, 2010; Mahmood & Gloaguen, 2011; Giaconia *et al.*, 2012; Selim *et al.*, 2013).

En este sentido, el análisis morfométrico representa una herramienta en constante evolución, nuevos análisis a partir de perfiles longitudinales y graficas área versus pendiente da una nueva forma de interpretar tectónica activa a partir del drenaje. Metodologías propuestas recientemente consisten en extraer parámetros topográficos y analizar gráficos para observar perturbaciones que de manera empírica correlacionan la capacidad erosiva del drenaje con la tectónica activa (e.g. Wobus *et al.*, 2006; Kirby & Whipple, 2012; Whipple *et al.*, 2013, Regalla *et al.*, 2013). Actualmente la gran mayoría de índices geomorfológicos pueden ser extraídos usando software como ArcGIS (versión 10.2) o software libre especializado con base en Matlab como TecDEM 2.0 (Shahzad & Gloaguen, 2011, a, b).

En la zona ubicada en el flanco occidental del valle del río Zulia (Norte de Santander - Colombia) (fig. 2-1) se encuentran evidencias de actividad tectónica reciente. La deformación de una serie de terrazas cuaternarias en sentido occidente – oriente sobre una franja sur-norte con diferentes ángulos de inclinación (rango aproximado [10°– 43°] a cuasi - verticales) es la prueba contundente de neotectonismo en el área de estudio (ver anexo A). La hipótesis inicial apunta a que un sistema de fallas denominada Sistema de fallas del Zulia (SFZ) es la causante del fenómeno, y que representa un caso especial debido a que se contextualiza en un sinclinal asimétrico de carácter activo.

Estudios anteriores (Diederix *et al.*, 2009) revisaron un área significativa del área comprendida para la ciudad de Cúcuta y el municipio del Zulia, enfocándose en la búsqueda de deformación sobre el cuaternario, explorando la extensión de la falla de Boconó hacia el territorio colombiano. Este estudio compagina los métodos de

fotogeología y levantamiento de información estructural y paleosismológica en la evaluación de la tectónica reciente, obteniendo buenos resultados, donde se determinó actividad cuaternaria para el sistema de fallas de Aguascalientes. Previamente Osorio *et al.*, (2008) realizaron un estudio morfométrico que abarco todo el macizo de Santander para determinar las características tectónicas y las implicaciones en el relieve, en cálculos realizados a través de curvas hipsométricas y perfiles topográficos se determinó que en el sector oriental del macizo las fallas que contribuían al levantamiento del bloque nororiental eran las fallas de Aguardiente, Chucarima y Chitagá (fig. 2-4). Pero así mismo estos últimos autores indican que las cuencas involucradas tales como Pamplonita, Zulia, Peralonso y Sardinata no exhiben una respuesta tan dramática al levantamiento contenido hacia el occidente por bloques con vergencia al oriente. El hallazgo de terrazas cuaternarias deformadas provee nueva información neotectónica acerca de la deformación en el nororiente colombiano, su distribución a lo largo de un valle conformado sobre un sinclinal, y un trazo de fallas adyacente abre una nueva perspectiva del cómo se está deformando la corteza en este sector del país, y las implicaciones tectónicas regionales de un modelo compresivo activo versus un modelo transcurrente dextral activo de la falla de Boconó.

Se extrajeron parámetros topográficos a partir de un modelo de elevación digital de 30 m y 90 m (DEM) en el área comprendida entre la Serranía de Aguardiente y el valle del río Zulia en el nororiente del país (Norte de Santander - Colombia) (fig. 2-1). El valle del río Zulia consiste estructuralmente de un sinclinal sinuoso asimétrico que en superficie consiste principalmente de rocas sedimentarias del Paleógeno – Neógeno (fig. 2-1, 2-4 y 4-21). El valle se encuentra limitado por la serranía de Aguardiente y Compadres, que limitan topográficamente el área de estudio teniendo las cotas topográficas más altas. Estructuralmente la serranía de Aguardiente se encuentra en el bloque colgante de la falla de Icuperena y Aguardiente, mientras que la serranía de los Compadres hace parte del bloque colgante del sistema de fallas del Zulia. La geometría de estas fallas en superficie sugiere fallas inversas de ángulos moderados a altos, sin embargo características regionales sugieren que estas fallas sean de cabalgamiento con vergencia al oriente.

Se presenta un análisis detallado de seis índices morfométricos (también índices geomorfológicos) (e.g. índice SL, curva e integral hipsométrica, formas de cuenca, Basculamiento, Sinuosidad del frente de montaña, Análisis de perfiles de corrientes y perfiles longitudinales (*Swath Profiles*) y un mapeo morfotectónico detallado del valle del río Zulia. Se combina el análisis morfométrico, y morfotectónico con datos de campo para delimitar las zonas activas que dieron lugar a la franja deformada de terrazas presentes en el valle del río Zulia. Los resultados de los análisis sugieren que los índices morfométricos se ajustan a zonas tectónicamente activas sobre la franja relacionada a las fallas Icuperena – Aguardiente, contrario a la evidencia de campo (morfológica) donde las terrazas fluviales del valle del río Zulia son deformadas por el sistema de fallas activo del Zulia.

1.Objetivos

1.1 Objetivo General

Caracterizar la actividad neotectónica en el área comprendida entre el valle del río Zulia y la Serranía de Aguardiente en la terminación noreste de la Cordillera Oriental colombiana utilizando morfometría y análisis cartográfico de morfoestructuras.

1.2 Objetivos Específicos

- Identificar zonas tectónicamente activas en la zona de estudio usando índices morfométricos.
- Identificar en el Cuaternario los principales rasgos morfotectónicos con base en análisis fotogeológico y observaciones de campo.
- Definir el estilo estructural de la zona de estudio.

2.Contexto Regional

2.1 Contexto Tectónico

Los Andes suramericanos son un cinturón montañoso resultante de la subducción de una litosfera oceánica bajo una litosfera continental que presenta una geometría relativamente simple hacia segmentos ubicados el sur y centro del continente, mientras que el segmento norte presenta una mayor complejidad tectónica (Taboada *et al.*, 2000; Jaillard *et al.*, 2002; Dimaté *et al.*, 2003b; Gerbault *et al.*, 2005).

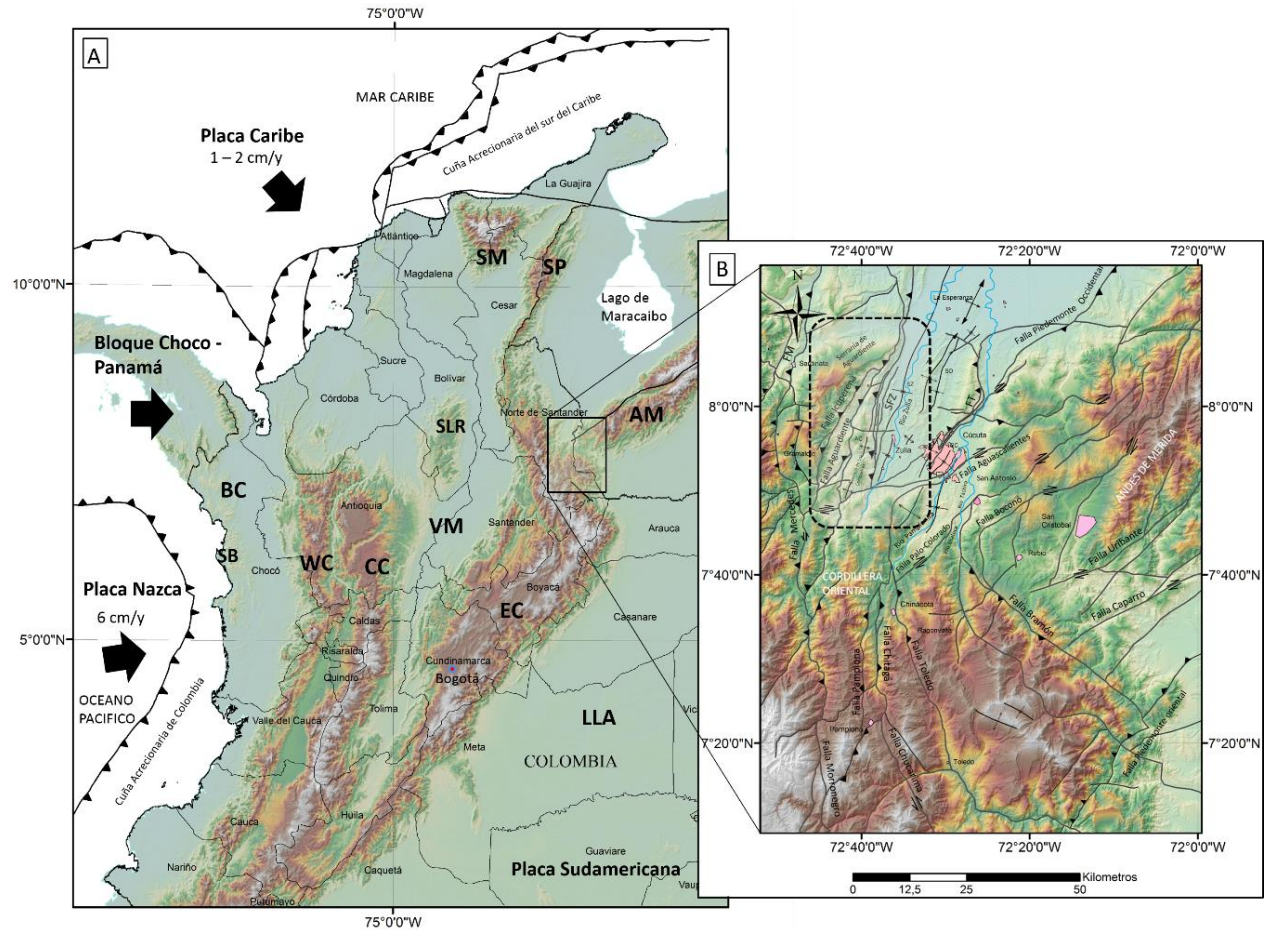
El norte de los Andes, que corresponde a Ecuador, Colombia y Venezuela, se encuentra altamente deformado debido a una tectónica compleja que involucra principalmente tres placas tectónicas (fig. 2-1): la Placa Sudamericana al oriente, la placa Caribe al norte y la placa Nazca al occidente (Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Dimaté, 2003a). De la interacción de estas placas litosféricas y su geometría convergente se deriva la Fosa Tectónica de Ecuador-Colombia al oeste (*Ecuador-Colombia Trench*) y la Cuña Acrecionaria del Caribe (*Southern Caribbean Accretionary Wedge*) al norte (Pulido, 2003)(fig. 2-2).

El cinturón montañoso de los Andes en Colombia está conformado por tres cordilleras: Occidental, Central y Oriental, que se unen hacia el sur en Ecuador para formar la Cordillera Real o Cordillera Occidental y Oriental ecuatorianas. La Cordillera Oriental, donde se localiza la zona de este estudio (fig. 2-1), es un cinturón orogénico intracontinental con una orientación N-NE -contrastando con la orientación N-S de la Central y la Occidental-, con una extensión de 750 km que presenta alturas de entre los 3000 metros y 5000 metros contrastando con la baja topografía del Escudo Guayanés (Taboada *et al.*, 2000). Hacia el norte de Colombia la Cordillera Oriental en el Macizo de Santander se ramifica en dos direcciones, una con tendencia N-NE perteneciente a la Serranía del Perijá (Figs. 2-1 y 2-2) y otra con tendencia SW–NE de los Andes de Mérida.

La Falla Boconó es una falla de rumbo lateral-derecho con tendencia NE-SW que se extiende por cerca de 500km, entre la depresión del Táchira, en el límite entre Colombia y Venezuela, y el pueblo de Morón en la Costa Caribe de Venezuela (Audemard *et al.*, 2008). En la terminación sur, la Falla Boconó conecta con el sistema de falla del Piedemonte Llanero en Colombia a través del sistema de Fallas de Chinácota - Bramón, (BF en la figura 2-3) luego de sufrir dos inflexiones opuestas en ángulo recto. Esta estructura se conoce como el Indentor de Pamplona (Boinet, 1985 citado en Audemard *et*

al., 2008). El Indentor de Pamplona, (PI en la figura 2-3) es el lugar donde la complejidad cinemática define el cambio de transcurrencia dextral a un régimen de deformación compresiva (Diederix *et al.*, 2009). En esta misma zona se observa una intensa ramificación del Sistema de Boconó con numerosas trazas en relación anastomosada (figs. 2-2 y 2-4).

Figura 2-1: Mapa de localización de la zona de estudio. A. Esquema General de la Tectónica Colombia B. Mapa ubicación zona de estudio. **BC** = Bloque Chocó, **WC** = Cordillera Occidental, **CC** = Cordillera Central, **EC** = Cordillera, **LLA** = Llanos Orientales, **AM** = Andes de Mérida, **SLR** = Serranía de San Lucas, **SM** = Sierra Nevada de Santa Marta, **SFZ**= Sistema Fallas del Zulia, **FT** = Falla Tasajero, **SB** = Serranía del Baudó, **SP** = Serranía del Perijá, **SZ** = Sinclinal del Zulia, **AT** = Anticlinal de Tasajero, **SO** = Sinclinal de Oripaya, **AC** = Anticlinal de los Compadres, **VM** = Valle del Magdalena.



La Falla de Boconó juega en el presente un rol preponderante en la fragmentación de bloques tectónicos mayores y en la tectónica de escape en el noroeste de Sudamérica, limitando directamente el bloque triangular de Maracaibo por el sureste (Figs. 2-1 y 2-2). Así mismo, gran número de sismos históricos ocurridos en la región le han sido atribuidos

Figura 2-2: Mapa neotectónico del Norte de los Andes indicando los principales sistemas de fallas activas (modificado de Taboada *et al.*, 2000; Dimaté *et al.*, 2003a). Flechas sólidas indican la velocidad relativa de la placa Sudamericana. **BR** = Serranía del Baudó, **CB** = Bloque Chocó, **CC** = Central Cordillera, **EC** = Eastern Cordillera, **GF** = Falla de Guaicaramo, **MA** = Andes de Mérida, **MB** = Bloque Maracaibo, **PR** = Serranía del Perijá, **RFS** = Sistema de Fallas de Romeral, **SLR** = Serranía de San Lucas, **SM** = macizo de Santander, **SSM** = Falla de Servita – Santamaría, **WC** = Western Cordillera.

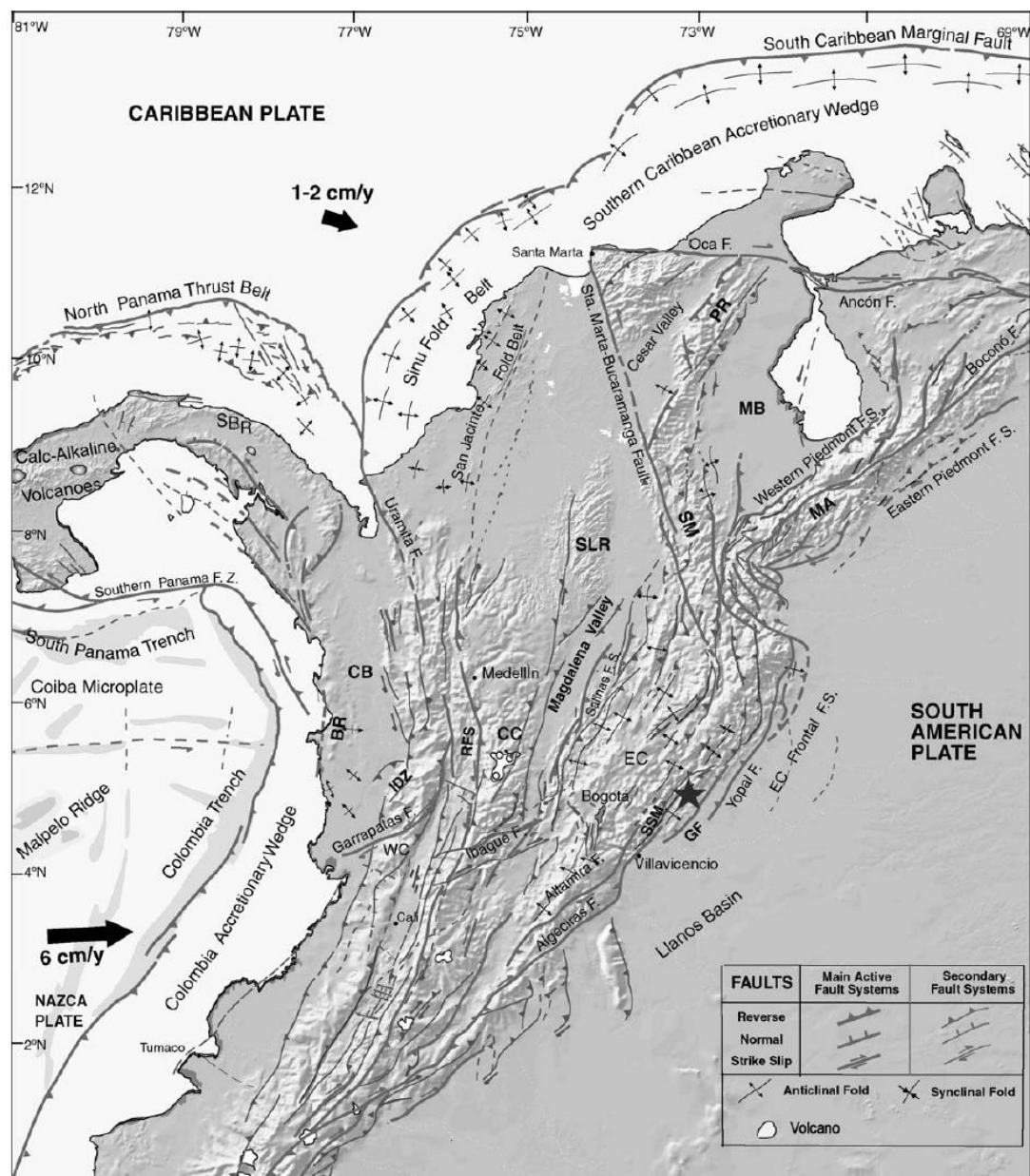
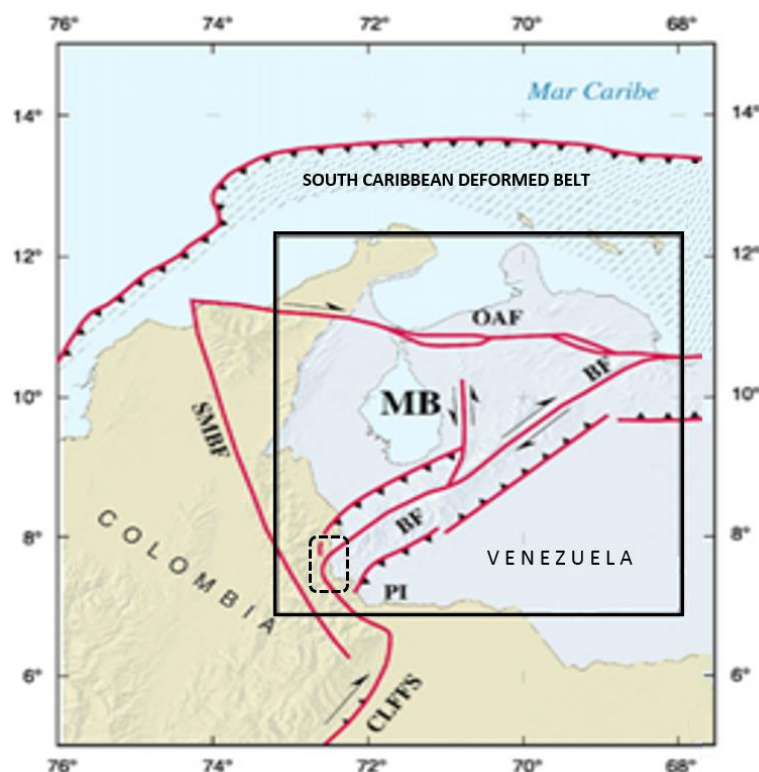


Figura 2-3: Mapa tectónico esquemático del límite entre Colombia y Venezuela. Recuadro negro: Extensión de la falla de Boconó en Venezuela - Bloque triangular de Maracaibo (modificado de Audemard *et al.*, 2000). Recuadro Punteado: Zona de estudio. La Falla de Boconó (**BF**), como parte de un sistema de fallas mayor que se extiende hasta el sur dentro del Sistema de Fallas del Piedemonte Llanero en Colombia – **CLFFS**. **MB**: Bloque de Maracaibo, **OAF**: Falla de Oca-Ancón, **PI**: Indentor de Pamplona, **SMBF**: Falla de Santa Marta-Bucaramanga (modificado de Audemard *et al.*, 2008).



Un poco más en detalle, Diederix *et al.*, (2009) proponen que el Sistema de Fallas de Boconó en Colombia es representado por dos trazas principales; la Falla Palo-Colorado definida por Boinet (1985, citado en Diederix, 2009) y nombrada por Diederix *et al.*, (2009) como Falla Palo Colorado-Boconó y la Falla Aguascalientes, mientras que Audemard (2008) sugiere que la Falla de Boconó continua en Colombia como el Sistema de Fallas de Chinácota – Bramón (ver fig.2-4).

La Falla Palo Colorado-Boconó presenta una traza principal que se prolonga desde la Falla de Boconó en Venezuela cruzando las localidades de El Cobre y Capacho al norte de la ciudad de San Cristóbal, y luego la de San Antonio y entra a Colombia por el caserío Juan Frio al sur de Villa del Rosario en cercanías a la ciudad de Cúcuta (Norte de Santander) (Diederix *et al.*, 2009)(fig. 2-4).

Según Diederix *et al.*, (2009) la falla pone en contacto unidades cretácicas con unidades terciarias (Formación Guayabo) y el trazo cruza el Filo Usateca en cercanías al municipio de los Patios al sur de la ciudad de Cúcuta. En el municipio de los patios se reportan

estratos verticalizados, casi invertidos, de la Formación Guayabo y estrías de falla sobre planos encontrados en esa misma formación, estas estructuras sugieren una fuerte componente inversa.

La Falla Aguascalientes se reconoce como un ramal sur del Sistema de Fallas Aguascalientes, que es la prolongación en Colombia del sistema definido por Singer y Beltrán (1996, citado en Diederix *et al.*, 2009) en Venezuela. Estos autores le atribuyen a esta falla el sismo destructor de Cúcuta en el año 1875 (fig. 2-4).

El trazo de la Falla de Aguascalientes cruza por el sur del municipio de Ureña en Venezuela, y continúa en Colombia por el Río Táchira, entrando al país cerca a la Vereda Boconó. La presencia de aguas termales, la deformación de depósitos cuaternarios, los cambios en el buzamiento de los estratos en formaciones terciarias, las paleo-sismitas y los planos de falla sobre cuaternario son algunas de las evidencias de la deformación neotectónica observadas al sur de Cúcuta y asociadas a esta falla (Diederix *et al.*, 2009).

Clavijo (1994) resalta que la región ubicada al oriente del departamento de Norte de Santander se caracteriza por fallas inversas y pliegues amplios (anticlinales, sinclinales), dicha región concuerda con el costado occidental de la zona de estudio (figs. 2-1 y 2-4) que se extiende hasta el dominio estructural de la Falla de Boconó hacia el oriente.

Las fallas de Las Mercedes, Gramalote, Aguardiente en el oeste se presentan como las estructuras de mayor influencia en la deformación de la región a causa de la compresión regional con una fuente ubicada en el occidente del país por el Bloque Choco-Panamá. La Falla de Aguardiente hace parte de la zona de estudio, sumándose a la Falla Icuperena y al Sistema de Fallas del Zulia (fig. 2-4).

La Falla de Las Mercedes hace parte del Sistema de Fallas Morronegro-Las Mercedes, un sistema de 214 Km de longitud aproximadamente que afecta rocas Paleozoicas y Cretácicas. El Sistema de Fallas presenta una tendencia cambiante de NW a NE, la geometría de la falla es de tipo inverso con vergencia al este, y de rumbo en el extremo norte (dextral) y sur (sinistral) (Paris *et al.*, 2000).

La Falla Aguardiente contigua al Sistema de Fallas Morronegro – Las Mercedes y paralela a la Serranía de Aguardiente, tiene una longitud de 60 Km, se extiende en dirección NE desde Salazar de las Palmas, cortando el río Peralonso y tomando el curso de la Quebrada Icuperena, hacia el norte continua como la Falla Hortensia (fig. 2-4). Clavijo (1994) considera a la Falla de Aguardiente como un Sistema de Fallas de tipo inverso y de cabalgamiento. En la zona de estudio, la falla pone en contacto rocas del Cretácico inferior con rocas del cretácico superior y en la franja norte rocas del cretácico inferior con rocas del Paleógeno. El bloque levantado concuerda topográficamente con la Serranía de Aguardiente que presenta la topografía más alta en la zona de estudio.

This topographic map of the Zulia region in Venezuela illustrates the geological and geographical features. The Zulia River is shown flowing through the center, with major faults such as Falla Mercedes, Falla Aguas Calientes, and Falla Boconó clearly marked. The Cordillera Oriental is visible on the left, and the Andes de Mérida are on the right. A scale bar at the bottom indicates distances up to 50 kilometers, and a north arrow is located in the upper left corner.

La Falla Icuperena presenta una extensión de 28 km, recorre desde el filo de la Serranía del Aguardiente en su extremo sur a la altura del municipio de Santiago, hasta su conexión al norte con la Falla Aguardiente, su geometría es cabalgante y coloca en contacto rocas Metamórficas del Precámbrico con rocas del Cretácico Inferior (Formación Aguardiente). En conjunto las Fallas de Aguardiente e Icuperena conforman el Sistema de Fallas de Aguardiente (fig. 2-4).

2.2 Contexto Geológico

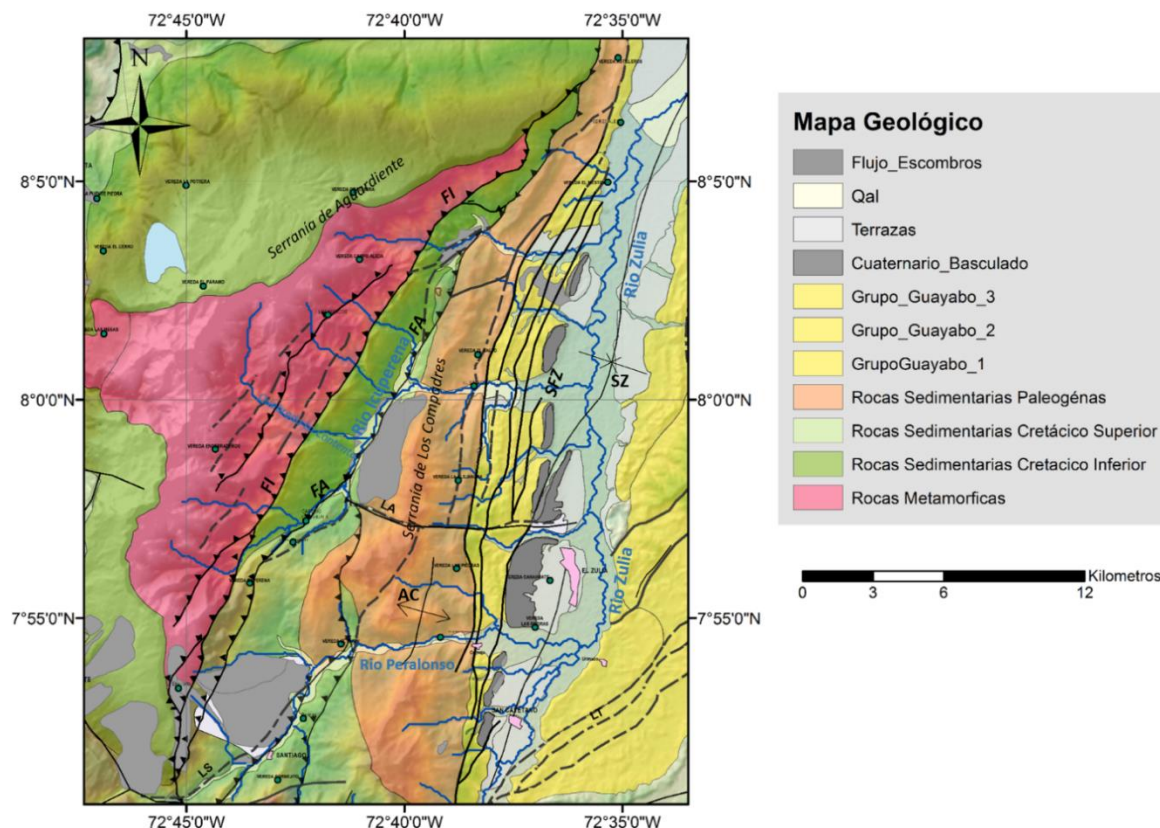
El Sinclinal de Zulia se encuentra conformado por una secuencia de rocas sedimentarias principalmente del Terciario (fig. 2-5). En el flanco occidental se encuentra delimitado por el Sistema de Fallas del Zulia (SFZ) que presenta el mismo rumbo que un conjunto de capas verticalizadas de intercalaciones de areniscas y lodolitas del Grupo Guayabo. El SFZ pone en contacto las rocas del Grupo Guayabo y formaciones paleógenas que aumentan en edad hacia el occidente. Así, la Serranía de los Compadres está constituida subiendo estratigráficamente por las formaciones Cuervos, Mirador, Carbonera y León. La unidad infrayacente al Grupo Guayabo, la Formación León, en ocasiones no es observada en el flanco occidental del sinclinal, quizás como un efecto del Sistema de Fallas del Zulia.

Las unidades sedimentarias Paleógenas mencionadas se pinchan cartográficamente hacia el NNE donde el Sistema de Fallas del Zulia converge con la Falla Aguardiente (fig. 2-5). Esta última pone en contacto formaciones del Cretácico Inferior y parte del Superior (Campaniano) con rocas del Terciario como la Formación Barco y la Formación Cuervos. El Grupo Guayabo es subdividido en tres formaciones definidas como inferior, medio y superior, que constan de unidades de areniscas deltaicas a fluviales que representan el lapso de tiempo desde el Mioceno temprano hasta el Pleistoceno.

La composición de los conglomerados del Grupo Guayabo cambia hacia el tope y las partes bajas están formadas por clastos de lodolita y arenitas lodosas con fragmentos de carbón derivados de la Formación Carbonera; la tendencia granocreciente de la unidad refleja el crecimiento topográfico de la Cordillera Oriental (Sarmiento (2001). La parte superior está constituida por clastos de chert o clastos con glauconita derivados de las rocas del Cretácico de la Cordillera Oriental (Moreno & Velázquez, 1993; citado en Sarmiento, 2001).

Sarmiento (2001) sugiere en observaciones realizadas sobre los Llanos Orientales que toda la secuencia observada del Grupo Guayabo corresponde a un granocrecimiento hacia el tope donde predominan arenitas conglomeráticas a conglomerados de guijarros. Esta observación concuerda por lo descrito en las fases de campo realizadas en la zona de estudio. La base del grupo presenta un contacto transicional con la Formación León que está compuesta principalmente de shales grises verdosos.

Figura 2-5: Mapa Geológico de la zona de estudio sobre DEM – 30m y sus principales estructuras geológicas. **SFZ**= Sistema Fallas del Zulia, **FA** = Falla Aguardiente, **FI** = Falla Icuperena, **SZ** = Sinclinal del Zulia, **AC** = Anticlinal de los Compadres, **LT** = Lineamiento Tasajero, **LA** = Lineamiento Alejandra.



El Grupo Guayabo hacia la base presenta un conjunto de capas de arenita de grano fino a medio intercaladas con lodolitas grises en una proporción 2/3 de lodolita respecto a las arenitas, en su parte media la unidad presenta un mayor espesor de las capas de cuarzoarenitas de grano medio con estructuras internas reconocibles, intercaladas con lodolitas rojizas en una proporción 1:1. Hacia el tope el tamaño de grano aumenta (arenitas conglomeráticas a conglomerados de guijarros finos) y la proporción de lodolitas es menor respecto a las capas de arenita (1:3) siendo reemplazadas por arenitas de grano muy fino a fino lodosas describiendo facies de ríos trenzados distales (observaciones de campo en la zona de estudio, realizadas por el autor).

En el costado occidental de la zona de estudio se encuentra el complejo metamórfico de la Contenta, una unidad litodémica conformada por ortoneises, paraneises y esquistos micáceos, que se destaca por sus altas pendientes y la clara inconformidad (No conformidad) con la unidad sedimentaria del cretácico inferior (Fm. Aguardiente). La secuencia cretácica inferior definida en la Formación Aguardiente (Cuarzoarenitas y bioesparitas) es suprayacida por unidades marinas lodolitas intercaladas con arenitas de

grano fino (Fm. Cogollo), micritas bituminosas con concreciones de hasta 1 metro (Fm. La Luna); lodolitas negras y shales, con algunas intercalaciones de arenitas de grano fino hacia el tope (Fm. Colon-Mito Juan), lodolitas negras con algunos niveles de nódulos de óxidos de hierro (Fm. Catatumbo), que finalmente se encuentra en contacto con el inicio del Paleógeno con la Formación Barco (observaciones de campo en la zona de estudio, realizadas por el autor).

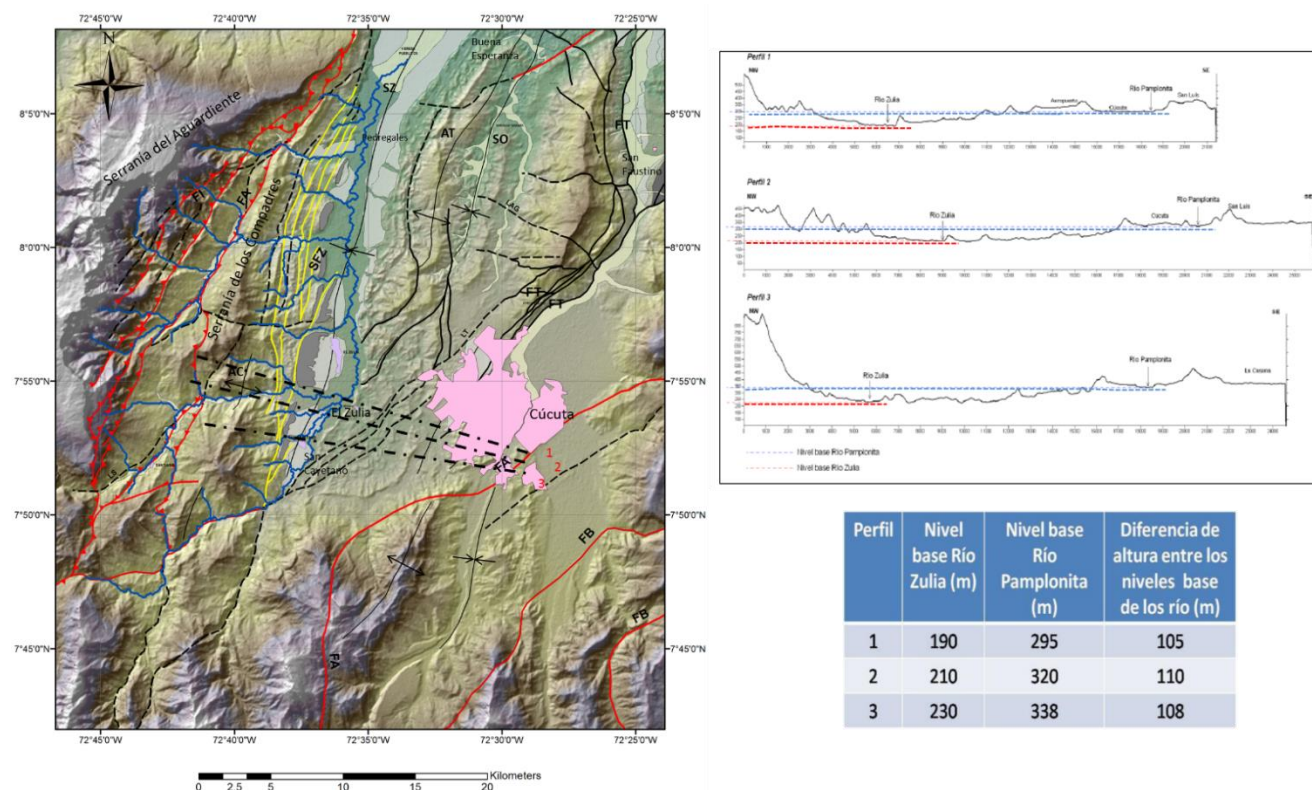
2.3 Contexto Geomorfológico/Morfotectónico

Las fallas principales del Sistema de Fallas Boconó, al entrar a Colombia a la altura de la ciudad de Cúcuta, cruzan de manera diagonal con una orientación de NE a NNE. Su expresión morfológica es débil y solo se reconoce en el terreno un cambio abrupto en la topografía a través de la Falla Palo Colorado-Boconó de una altura de 650 m a 1600 m en poca distancia. Por otro lado, la Falla Aguascalientes se caracteriza topográficamente por generar un amplio lomo de presión (*Pressure Ridge*), el Cerro San Luís, que resalta de la llanura aluvial actual del Río Táchira frente al Municipio de Ureña, donde el río ha erosionado anteriormente la terminación periclinal oriental de este lomo. Una característica de las fallas principales del Sistema de Fallas de Boconó es su tendencia de anastomosar y trenzar, dando lugar a numerosos ramales que ha resultado en una fuerte distribución y repartición del movimiento (Diederix *et al.*, 2009).

Según Diederix *et al.*, (2009) hidrográficamente el Río Táchira después de su confluencia con el Río Pamplonita cerca de la ciudad de Cúcuta continua en dirección norte hasta unirse con el Río Zulia que viene del suroeste. La región donde los ríos Zulia, Pamplonita y Táchira se unen es aproximadamente a 50 km al norte de Cúcuta, donde geomorfológicamente presenta un dominio de dos geoformas principales, la llanura aluvial actual y un relieve elevado entre 650 y 400 m con remanentes de depósitos de gravas de forma horizontal.

Diederix *et al.*, (2009) concluyen que estas evidencias indican la presencia de una antigua llanura de inundación en promedio a 150 m por encima del nivel base actual de los ríos mencionados (Figura 2-6). Una serie de superficies horizontales en el tope del relieve son observadas en la confluencia de los ríos Pamplonita y Táchira en dirección occidental hacia el valle del río Zulia, esta horizontalidad del relieve es asociada a remanentes de gravas pertenecientes a depósitos de Terrazas discordantes sobre rocas del Neógeno (Grupo Guayabo).

Figura 2-6: Cortes Topográficos con dirección SE – NW en la zona de estudio y la ciudad de Cúcuta. Nótese la diferencia de altura entre el nivel base del río Pamplonita (línea punteada azul) y el río Zulia (línea punteada roja) (modificado de Diederix *et al.*, 2009).



Estos remanentes de gravas se asocian a una antigua llanura de inundación iniciada posteriormente al Pleistoceno Inferior por los ríos Pamplonita y Táchira, sin embargo es posible una conexión de dicha paleo-llanura de inundación con la cuenca del río Zulia a la latitud de Cúcuta, inicialmente existen dos hipótesis que explican este fenómeno: una sugiere que ambos sistemas fluviales Pamplonita-Táchira y Zulia desarrollaron diferentes planicies y llanuras de inundación a diferentes niveles, y, la segunda que fue un solo Sistema hídrico conformado por los tres ríos mencionados. Apoyando esta última hipótesis, el lecho actual del Río Zulia se encuentra de 105 a 110 metros (fig. 2-6) por debajo del nivel del Río Pamplonita, y se asocia al hundimiento de la cuenca del río Zulia a lo largo del lineamiento Tasajero. Este hundimiento desencadenara un proceso de captura del río Pamplonita por el Río Zulia en la depresión del Resumen en la cabecera de la quebrada Tonchalá. (Diederix *et al.*, 2009).

Al suroeste de Cúcuta en el relieve ubicado entre los ríos Pamplonita y Zulia la topografía sube abruptamente con la presencia de estructuras plegadas bastante apretadas de formaciones cretácicas y terciarias que alcanza alturas de hasta 1800 metros. Esta topografía montañosa se extiende hacia el sur en dirección de Durania y Bochalema con

un aspecto típico de cordillera y define la margen oriental del Macizo de Santander pero no alcanza las alturas de las glaciaciones pleistocenas (Diederix *et al.*, 2009).

2.4 Contexto Sismológico

En la zona de estudio los catálogos sismológicos disponibles en portales web (e.g. RSNC, USGS) muestran una distribución de los sismos concentrada en el flanco occidental del río Zulia y sobre su curso actual (fig. 2-7) (tabla 2-1, tabla 2-2). En la tabla 2-1 se presentan las localizaciones de los sismos superficiales (profundidad menor que 50 km) registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, del Servicio Geológico Colombiano), desde 1993. La mayoría de estos sismos no sobrepasan magnitudes (M_w) de 3.0 (Escala de Richter). El sismo de mayor magnitud corresponde a 4.3 y su epicentro está ubicado sobre el valle del río Zulia (fig. 2-7). El USGS registra tres sismos con epicentro en la zona de este estudio y con profundidades menores a 50 km. Las incertidumbres espaciales en la localización de estos eventos no permiten una interpretación estructural.

Tabla 2-1: Registro de los sismos reportados entre 1993 a 2013 con una profundidad menor a 50 kilómetros en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 2013). Los valores fueron obtenidos desde su página web.

Longitud	Latitud	Magnitud	Departamento	Municipio	Profundidad (Km)	Fecha	Hora
-72,523	8,162	4.3	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	8	21/02/1999	22:06:14
-72,586	8,023	2.9	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	5	03/08/2008	15:33:21
-72,502	8,204	2.2	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	0	22/06/2010	19:39:45
-72,679	7,991	2.4	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	0	25/06/2011	16:14:37
-72,695	7,976	2.9	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	8.5	29/02/2012	09:54:54
-72,705	8,005	2	NORTE DE SANTANDER	EL ZULIA	0	10/09/2013	08:10:38
-72,651	7,855	2.7	NORTE DE SANTANDER	SAN CAYETANO	14.6	16/02/2000	07:19:32
-72,602	7,874	2.1	NORTE DE SANTANDER	SAN CAYETANO	48.5	23/05/2009	07:26:53
-72,636	7,833	2.1	NORTE DE SANTANDER	SAN CAYETANO	4.3	27/07/2013	17:23:20

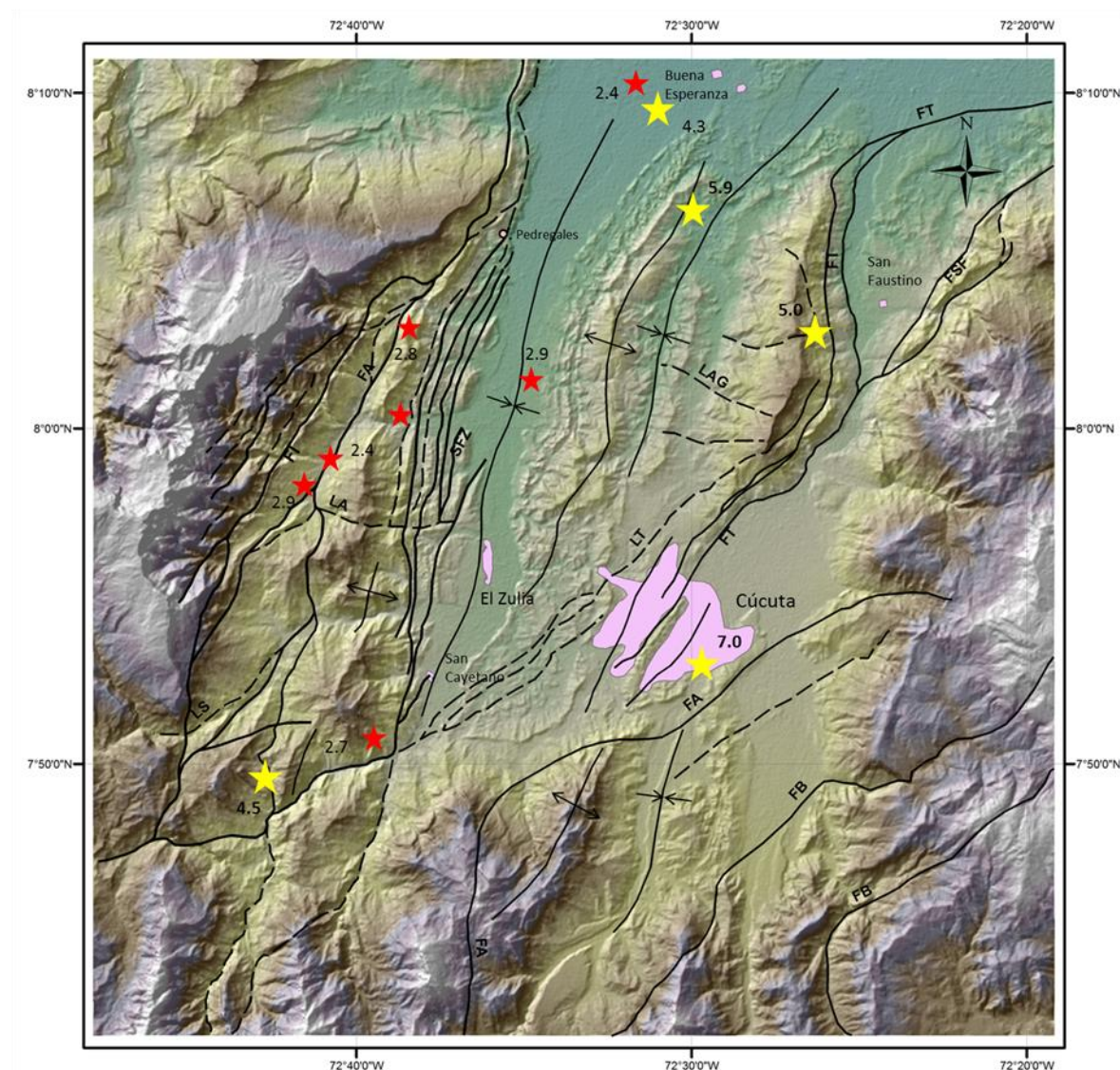
Tabla 2-2: Registro de los sismos reportados entre 1980 a 2013 en el portal web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, 2013).

Longitud	Latitud	Magnitud	Departamento	Municipio	Profundidad (Km)	Fecha	Hora ()
-72,710	7,820	4,5	NORTEDESANTANDER	San Cayetano	33.0	17/07/1996	16:15:31
-72,441	8,045	5,0	NORTEDESANTANDER	Cúcuta	40.0	26/11/1980	12:35:39
-72,499	8,111	5,9	NORTEDESANTANDER	Oripaya	39.6	17/10/1981	23:31:02

Un sismo de magnitud moderada (5.9 M_w), ocurrió el 17 de octubre de 1981 a las 11:35 p.m. (hora local) con una réplica el 20 de octubre a las 2:34 p.m (Cifuentes & Sarabia,

2010). El epicentro se localizó en la frontera colombo-venezolana (72.50W y 8.11N) (tabla 2-2, fig. 2-7) y la profundidad registrada es de 39 km (ISC, 2009; Citado en Cifuentes & Sarabia, 2010).

Figura 2-7: Sismos reportados por la Red Sismológica Nacional de Colombia entre 1993 y 2013. Sismos con magnitudes mayores a 4.0 (Mw), estrella amarilla. Se resaltan los sismos de Cúcuta de 1875 y 1981. Sismos con magnitudes menores de 4.0, estrella roja.



Los mayores daños ocurrieron en la ciudad de Cúcuta donde varios edificios y casas quedaron destruidos, se calcularon cerca de veinte muertos y más de cien heridos. En otras poblaciones como Abrego, Salazar, San José de Ávila y Pan de Azúcar se sintieron los efectos del sismo y colapsaron algunas viviendas (Cifuentes & Sarabia, 2010).

En la historia sismológica de Colombia se registra que el día 18 de mayo de 1875 a las 11:15 a.m. ocurrió un terremoto que destruyó casi en su totalidad a las poblaciones de Cúcuta y Villa del Rosario, poblaciones limítrofes con Venezuela. El sismo tuvo magnitud 7.0 (Miw, a partir de datos de intensidad) con un epicentro en 7.88N y 72.50W y una profundidad superficial (Cifuentes & Sarabia, 2006). La descripción de los daños cuenta de la destrucción de la mayoría de construcciones así como la muerte de 461 personas aunque existen algunas diferencias en la cantidad.

El sismo también afectó poblaciones como Pamplona, Cucutilla, Chinacota, Matanza (Departamento de Santander) y otras tantas poblaciones en el Estado del Táchira en Venezuela (Cifuentes & Sarabia, 2006). Diederix *et al.* (2009) sugieren que el sismo de Cúcuta de 1875 está asociado a la falla el Pórtico (continuación occidental del Sistema de Fallas de Aguas Calientes) con base en la evidencia de actividad Cuaternaria encontrada en una trinchera paleosismológica.

2.5 Evidencias de Tectónica Activa

Información geológica de las planchas 87 (Sardinata) y 88 (Cúcuta) a escala 1:100000, (Servicio Geológico Colombiano, 2015, En impresión) El autor del presente trabajo encontró evidencia en el campo de la deformación de terrazas cuaternarias en cercanías a las poblaciones de San Cayetano y Zulia – Norte de Santander. Esta deformación consiste en el plegamiento y hasta verticalización de las terrazas ubicadas en una franja de aproximadamente 25 km longitud y de hasta 3 km de ancho en el costado occidental del Río Zulia. El río Zulia configura su valle por el eje del sinclinal del Zulia y migra lateralmente sobre este sugiriendo un control principalmente estructural (SGN, 1967; Ponce, 1977, Ingeominas, 1998). Particularmente, sobre el flanco occidental del sinclinal del Zulia, donde se encuentra la franja deformada de terrazas cuaternarias, también se evidencio con trabajo de campo, un conjunto de trazos con dirección principal al NNE. Este conjunto de trazos se evidencia un poco más al occidente, pero paralelo, a la franja de terrazas cuaternarias. Este corredor de fallas que coincide con el rumbo de la secuencia expuesta del Grupo Guayabo fue denominado como el Sistema de Fallas del Zulia (SFZ) (fig. 2-4). Por otro lado, el flanco oriental del sinclinal del Zulia continúa estructuralmente conformando el flanco occidental del anticlinal de Tasajero haciendo parte de la deformación dúctil observada en el área de estudio.

La dinámica fluvial ha dejado depósitos de gravas en forma de terraza (Qt) sobre depósitos del Grupo Guayabo (principalmente areniscas fluviales). Diederix *et al.*, (2009) sugiere que los depósitos de terraza ubicados sobre este valle son más recientes que los observados en valles adyacentes como los de los ríos Iscalá, Honda y Pamplonita. Esto sugiere un proceso deformativo más reciente en comparación con otros depósitos de terrazas afectadas por sistemas de fallas como el sistema de Fallas de Boconó, Chitagá-Chinacota o el de Aguascalientes.

Diederix *et al.*, (2009) sugieren la existencia de una antigua llanura de inundación propia de los ríos Pamplonita, Táchira y Zulia, actualmente es fragmentada en dos sectores por el hundimiento de la cuenca del Río Zulia a lo largo de un lineamiento conocido como Falla Tasajero que pasa al oeste de la ciudad de Cúcuta en dirección NNE. Observaciones de campo recientes (2013) alrededores de la ciudad de Cúcuta y el municipio del Zulia (figs. 2-4) por parte del grupo del proyecto de armonización de la cartografía neotectónica del Servicio Geológico Colombiano y Funvisis en la frontera colombo-venezolana, específicamente de las fallas de Aguas Calientes y Tasajero, de la cual hizo parte este autor; mostraron que las evidencias de actividad neotectónica a lo largo de la Falla de Tasajero son sutiles y no concluyentes. Es posible el enmascaramiento de la actividad de la Falla Tasajero por el crecimiento de la ciudad de Cúcuta hacia el oeste, afectando depósitos recientes, así como por la litología dominante a lo largo del tramo sur del trazo principal compuesta de shales grises verdosos de la Formación León, fácilmente deformables.

Las observaciones en el flanco occidental del sinclinal del Zulia (fig. 2-5) muestran que:

1. Existe una zona de alta deformación de terrazas con un levantamiento de aproximadamente 80 metros sobre su nivel horizontal original.
2. Los estratos del Grupo Guayabo (Terciario Superior) se encuentran verticalizados y definen, junto con la deformación observada en las terrazas cuaternarias, una zona tectónicamente activa.
3. Se encuentra delimitado por una serie de fallas paralelas con dirección NNE denominado el Sistema de Fallas del Zulia (SFZ).
4. Los procesos geomorfológicos que modelan el relieve de los flancos del sinclinal del Zulia han sido modificados por procesos tectónicos activos, pero principalmente sobre el flanco occidental sugiriendo una tasa de levantamiento tectónico superior que su costado oriental.

Partiendo de los elementos tectónicos y geomorfológicos presentados, se propone la hipótesis de la existencia de un sistema de fallas activo, con una orientación principal SSW-NNE, denominado Sistema de fallas del Zulia (figs.2-4 y 2-5) como el principal rasgo que deforma la franja de terrazas cuaternarias, actuando principalmente sobre el sinclinal del Zulia, y que posiblemente sea la causante del cambio en el nivel base del río Zulia respecto al Río Pamplonita.

3. Metodología

Para caracterizar la actividad tectónica a lo largo del Sistema de Fallas del Zulia se propuso una metodología que consistió en tres fases: La primera fase, fotointerpretación de fotografías aéreas a diferentes escalas (e.g. 1:60000, 1:25000) e imágenes de satélite, recolección de evidencias de campo (e.g. terrazas deformadas, zonas de falla, morfoestructuras) y trabajo de oficina en la integración de la información a un mapa geológico y morfo - tectónico, segunda fase, extracción de parámetros topográficos a partir de un modelo digital de elevación (DEM 30m) con el fin de calcular los índices geomorfológicos, y, tercera fase, comparación entre los patrones obtenidos directamente (datos de campo) y los calculados indirectamente (Índices geomorfológicos) para la delimitación de zonas tectónicamente activas y la estimación de su grado de actividad.

Análisis fotogeológico y cartografía geológica

El Análisis fotogeológico orientado a definir lineamientos estructurales en la zona de estudio, a partir de identificación de evidencias de deformación sobre depósitos cuaternarios, particularmente aquellas relacionadas con estructuras que atraviesan en sentido SSW-NNE y búsqueda de evidencias estructurales de deformación sobre unidades terciarias con el fin de encontrar el control de las fallas regionales en el área de estudio, se usaron fotografías aéreas en diferentes escalas (e.g. 1:60000, 1:25000), imágenes de satélite (LandSat 7 falso color RGB: 452) y modelos digitales de elevación (DEM 30m, proporcionado por el Servicio Geológico Colombiano).

Con base en trabajo de campo dirigido a la verificación de depósitos recientes deformados, descripción sedimentológica y relación con la roca infrayacentes (Grupo Guayabo) se ha elaborado la cartografía geológica del flanco occidental del sinclinal del Zulia hasta el área comprendida a la Serranía del Aguardiente, el apoyo financiero para esta fase es proporcionado por el Servicio Geológico Colombiano. En esta fase se recolectaron datos estructurales de las formaciones terciarias, y su disposición espacial para correlacionarlos con los depósitos discordantes del Cuaternario. Como resultado de esta fase se obtuvo un mapa morfotectónico del área de estudio enfocado sobre el cuaternario a escala 1:50.000 (ver anexo A). También se verifica la disposición erosiva sobre los canales de los drenajes, y el tipo de corriente (*bedrock channel*, *mixed bedrock channel*, *aluvial channel*).

Extracción de parámetros topográficos/ TecDEM - ArcGIS

Esta fase fue principalmente de oficina. Consta de dos pasos: 1. Integración de la información obtenida en la primera fase en un mapa geológico y morfotectónico del área de estudio con el fin de representar la disposición estructural, geológica y sedimentológica de las unidades litológicas presentes. El análisis de esta información permitirá solo con evidencias de campo delimitar las zonas con mayor actividad neotectónica. 2. Delimitación de zonas y estructuras activas en la zona de deformación del Sistema de Fallas del Zulia, Falla Icuperena y la Falla Aguardiente a partir del cálculo de parámetros topográficos a lo largo de los drenajes del flanco occidental del sinclinal de Zulia (figs. 2-4 y 2-5). El proceso del cálculo de los perfiles de las corrientes y el cálculo de índices geomorfológicos como curva hipsométrica e integral hipsométrica (**IH**), asimetría de la cuenca de drenaje (**AF**), sinuosidad de frente de montaña (**Smf**), longitud de corriente - gradiente de corriente (**SL**) o índice de Hack, y forma de cuenca (**Re**). Los cálculos de los índices mencionados se realizaron a partir de información obtenida de un modelo digital de elevación (DEM 30 metros) proporcionado por el Servicio Geológico Colombiano y su procesamiento se realizó con el software libre TecDem (de uso científico). Finalmente los datos fueron visualizados con ArcGis 10.2.

Análisis e interpretación de cartografía geológica e índices geomorfológicos

En esta fase se confrontan los resultados del análisis de los índices geomorfológicos con las observaciones de campo (e.g. deformación en depósitos recientes, datos estructurales de deformación, zonas de falla, etc.). La caracterización de la actividad neotectónica se ha integrado a la interpretación estructural y tectónica para generar un modelo de la evolución del paisaje para la zona de estudio.

3.1 Marco Teórico

El estudio de la actividad neotectónica del Sistema de Fallas de Zulia se basa en observaciones de campo, fotointerpretación (fotogeología, análisis de imagen de satélite) y el análisis de índices morfométricos (geomorfológicos) de actividad neotectónica, una técnica con alto desarrollo técnico que recientemente se usa en la geomorfología tectónica con mayor frecuencia como resultado de la disponibilidad de modelos digitales de elevación (DEM).

3.1.1 Índices Geomorfológicos

Las geoformas pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (Máximo, mínimo o promedio), y pendiente (morfometría). Estas son medidas cuantitativas que permiten comparar diferentes geoformas y calcular parámetros que pueden ser útiles para identificar una característica relacionada a la actividad tectónica de un área. Los

índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller and Pinter, 2002).

Recientemente, en estudios morfotectónicos, el análisis geomorfológico tradicional ha sido integrado con análisis morfométricos de geoformas y con análisis topográfico geoestadístico (e.g. Keller *et al.*, 1982; Mayer, 1990; Cox, 1994; Merritts *et al.*, 1994; Currado and Fredi, 2000; Pike, 2002; Della Seta, 2004; Della Seta *et al.*, 2004, citado en Alipoor *et al.*, 2011).

Algunos de los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia para estudios de tectónica activa son: 1) curva hipsométrica (IH), 2) asimetría de la cuenca de drenaje (AF), 3) longitud de corriente – gradiente de corriente (SL), 4) sinuosidad del frente de montaña (Smf), 5) índice de radio ancho del valle/altura del valle (Vf). Los índices son combinados, con otra información como tasas de levantamiento a partir de dataciones, para clasificar los grados de actividad tectónica relativa de un área (Keller & Pinter, 2002).

A continuación se describen los Índices morfométricos y su aplicación al análisis tectónico.

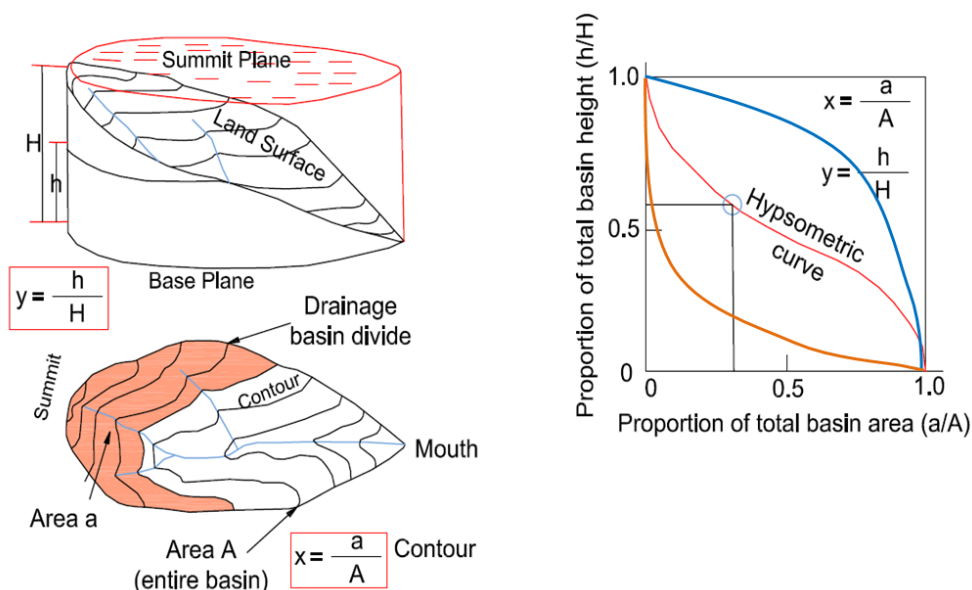
3.1.2 La Curva e Integral Hipsométrica (IH)

La *curva hipsométrica* describe en una cuenca de drenaje la distribución de las elevaciones a través de un área de terreno, (Keller & Pinter, 1996). Esta curva presenta la relación entre la proporción entre el área de la superficie dentro de la cuenca por encima de una elevación dada (**a**) y área total de la cuenca (**A**) y la proporción entre la altura relacionada a la superficie **a** (**h**) y la altura total de la cuenca (**H**) (fig. 3-1).

Un atributo de la curva hipsométrica es su independencia de las diferencias en el tamaño de la cuenca y el relieve porque el área y la elevación se grafican como funciones del área total y elevación total. Por esto cuencas de drenaje de diferentes tamaños pueden compararse unas con otras.

Con la curva hipsométrica se determina el estado del relieve a partir del análisis individual de los drenajes y sus cuencas: joven, maduro o viejo. El estado juvenil aparecerá representado por una curva cóncava hacia abajo con un el área mayor bajo la curva respecto a la madura. Si el estado de la cuenca es senil o viejo la concavidad será hacia arriba y tendrá una menor área bajo la curva. El estado maduro se representa por una curva intermedia entre las dos anteriores (fig. 3-1).

Figura 3-1: Relaciones y parámetros para calcular la Curva Hipsométrica e Integral Hipsométrica. Nótese que la relación de los parámetros sobre la curva hipsométrica va de 0 a 1. La grafica derecha muestra los tres posibles estados del relieve: joven (curva convexa - color azul), maduro (curva forma de “S” - color rojo) y viejo o senil (curva cóncava – color naranja) (modificado de Keller & Pinter, 2002).



3.1.3 Asimetría de la Cuenca de Drenaje (AF)

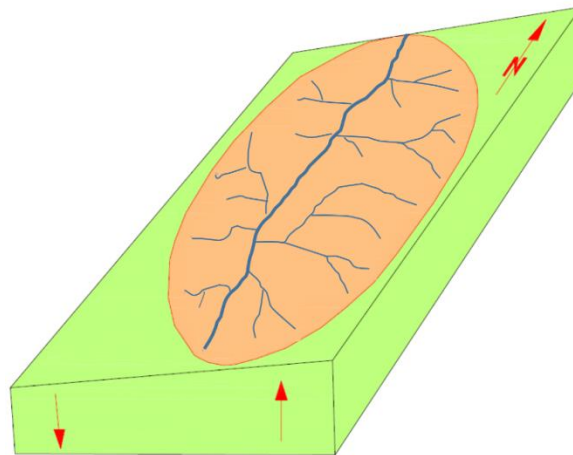
El factor de asimetría fue desarrollado para detectar basculamientos tectónicos sobre cuencas de drenaje en áreas extensas (Keller & Pinter, 2002). El factor de asimetría se calcula por la relación:

$$AF = 100 (Ar / At) \quad (1)$$

donde Ar es el área de la cuenca hacia la derecha del río aguas abajo y At es el área total de la cuenca. Si el índice AF es igual a 50, se trata de una cuenca simétrica, sin basculamiento (fig. 3-2). Si el índice AF es mayor o menor de 50 sugiere un basculamiento de la cuenca (Keller & Pinter, 2002).

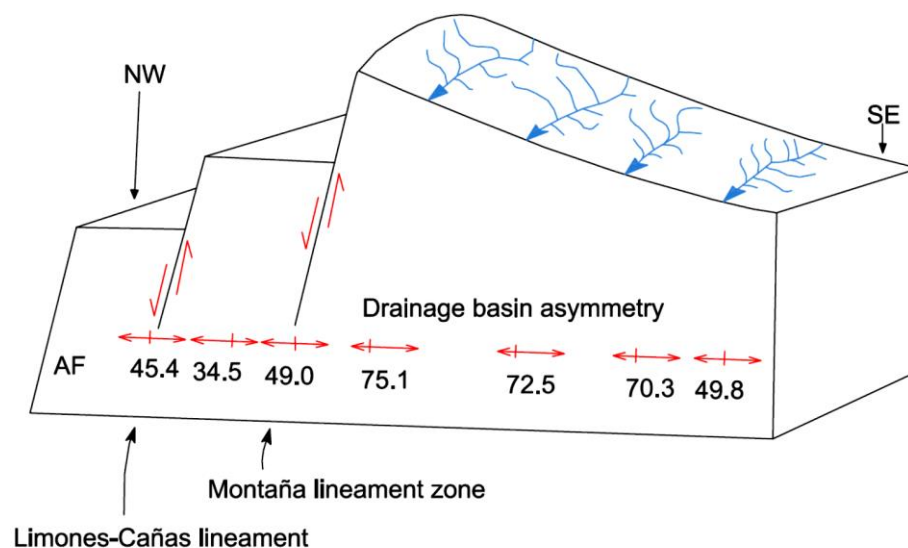
Las áreas utilizadas para el cálculo de este índice deben calcularse a partir de mapas de escalas mayores a 1: 50000, con el fin de incluir todos los tributarios y determinar correctamente la dirección de basculamiento. El método supone que ni controles litológicos ni climas localizados causan la asimetría. En la figura 10 podemos observar una aplicación de este índice en un ejemplo sobre la península de Nicoya (Costa Rica). Como se observa en la figura 3-3 el factor de asimetría AF hacia el NE presenta valores cada vez más altos al llegar al lineamiento Montaña que comparado con los demás lineamientos presenta mayor grado de actividad que el lineamiento Limones-Cañas.

Figura 3-2: Procedimiento para calcular el factor de asimetría (AF), y su significado tectónico. En el diagrama se observa que los drenajes de mayor longitud se encuentran en la parte donde se levanta la cuenca, expresión del basculamiento de la red (Modificado de Keller & Pinter, 2002).



$$AF=100 \left(\frac{Ar}{At} \right)$$

Figura 3-3: Ejemplo de cómo detecta el índice **AF** en una posible deformación asociado a un lineamiento activo. En el diagrama se ilustra el ejemplo de la Península de Nicoya (Costa Rica) donde el basculamiento de las cuencas de drenaje se presenta hacia el sureste, sur del lineamiento Montaña (Modificado de Hare & Gardner, 1985; Keller & Pinter, 2002).



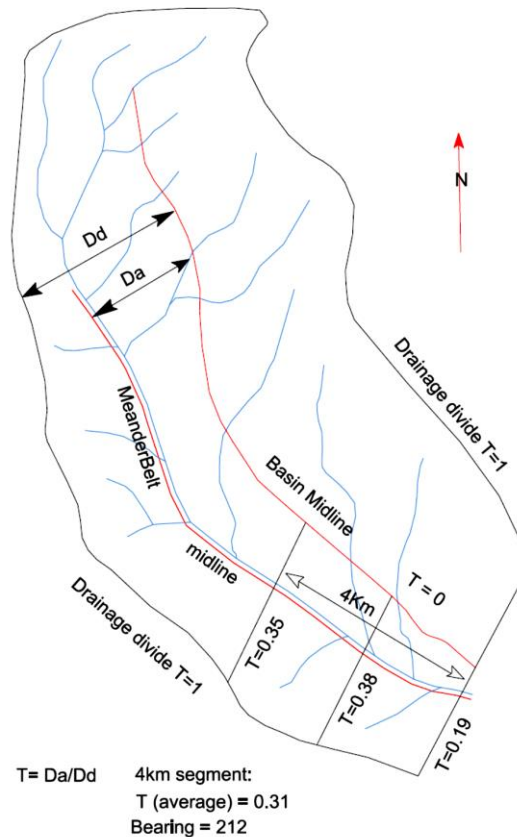
3.1.4 Factor Transversal de Simetría Topográfica (T)

Índice que cuantifica la asimetría de una cuenca de drenaje. Se expresa por la relación:

$$T = D_a/D_d \quad (2)$$

donde D_a es la distancia desde la línea media de la cuenca de drenaje a la línea media del cinturón activo del drenaje y D_d es la distancia desde la línea media de la cuenca a la divisoria (fig. 3-4). Para una cuenca perfectamente simétrica $T = 0$. Si la asimetría aumenta, T se incrementa hasta acercarse al valor 1.

Figura 3-4: Cálculos relacionados con el factor transversal de simetría topográfica (T). Nótese que para este ejemplo el promedio del factor T indica un basculamiento hacia la derecha del drenaje expresado en la red de drenaje. Los drenajes del lado izquierdo (aguas abajo) son de mayor longitud (Modificado de Keller & Pinter, 2002).



Suponiendo que el buzamiento de las capas de roca no muestra ninguna influencia en la migración de los canales, entonces la dirección de la migración de los canales puede ser un indicador de basculamiento, T se puede tratar como un vector con una dirección preferencial y un valor de 0 a 1. Los índices T y AF no aportan evidencia directa de

basculamiento del terreno, pero dada su facilidad de cálculo puede ser un indicador de basculamiento tectónico a escala regional (Keller & Pinter, 2002).

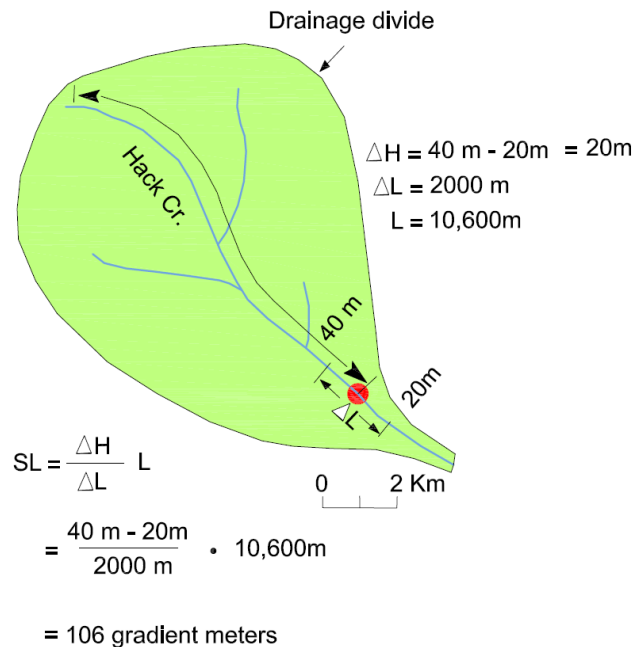
3.1.5 Índice de Hack o SL (Longitud de Corriente – Gradiente de Corriente)

El índice de gradiente de longitud de corriente se define por la relación:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L \quad (3)$$

donde SL es el índice, y $\Delta H / \Delta L$ es la pendiente o gradiente del canal de la corriente y L es el largo total de la corriente de interés. El índice SL es sensible a cambios en la pendiente del canal, y esta sensibilidad permite la evaluación de las posibles relaciones entre actividad tectónica, resistencia de la roca y topografía (Hack, 1973). El índice SL es útil para determinar posibles zonas de actividad tectónica debido a que valores anómalos pueden indicar levantamientos (fig. 3-5). Por ejemplo, en un área con presencia de unidades blandas, por ejemplo shales, altos valores de SL pueden indicar actividad tectónica reciente.

Figura 3-5: Procedimiento para calcular el índice SL. Este índice se relaciona con el poder de corriente de un drenaje o básicamente su poder erosivo y de descarga (tomado de Keller & Pinter, 2002).



Valores anómalamente bajos de SL pueden representar también actividad tectónica, por ejemplo en valles alineados producidos por fallamiento de rumbo, dado que las rocas de los valles están chocando continuamente por el movimiento de la falla y los ríos que

fluyen a través de estos valles producen menores pendientes en el canal (Keller & Pinter, 2002).

El índice SL muestra una aproximación cuantitativa de estudios geomorfológicos diferenciales relacionados con los procesos de erosión y depositación que incluyen el canal de río, perfil longitudinal y morfología del valle así como características tectónicas como escarpes de falla (Alipoor *et al.*, 2011).

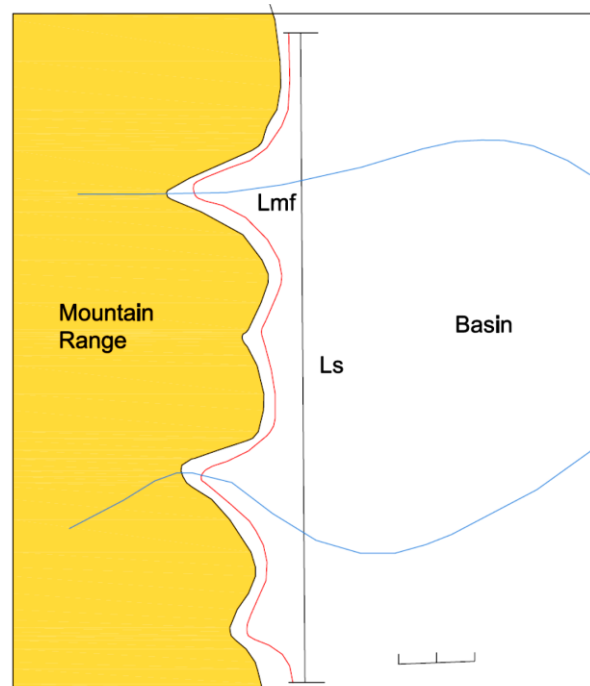
3.1.6 Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf)

La sinuosidad del frente de montaña se define como:

$$Smf = Lmf/Ls \quad (4)$$

Donde Smf es la sinuosidad del frente de montaña; Lmf es el largo del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña, y el quiebre pronunciado en pendiente; y Ls es la línea recta al frente de montaña (fig. 3-6) (Bull & McFadden 1977).

Figura 3-6: Diagrama idealizado mostrando cómo se calcula el índice de sinuosidad de frente de montaña (Smf). Este índice refleja el balance entre las fuerzas erosiónales que tienden a cortar en bahías el frente de montaña y el constante levantamiento que genera superficies rectas del frente de montaña (tomado de Keller & Pinter, 2002).



Mountain front sinuosity

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls} = \frac{10.5 \text{ km}}{8.5 \text{ Km}} = 1.2$$

La sinuosidad del frente de montaña refleja el balance entre las fuerzas erosionales que tienden a cortar en bahías dentro del frente de montaña y las fuerzas tectónicas que tienden a producir un frente recto coincidente con una falla activa de frente montañoso.

Los frentes montañosos con tectónica activa y levantamiento son relativamente rectos, con bajos valores de Smf. Si la tasa de levantamiento es baja cesa el levantamiento entonces los procesos erosionales deberían labrar un frente de montaña irregular (Keller & Pinter, 2002).

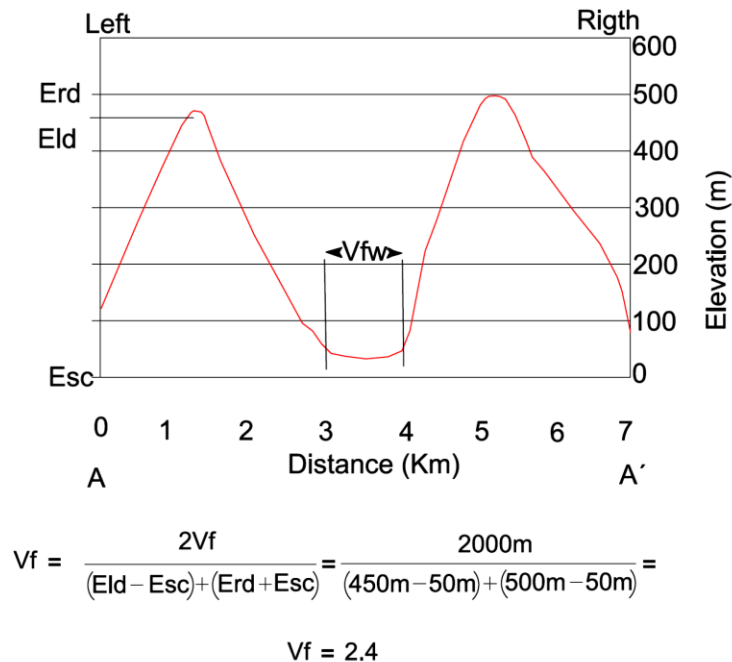
3.1.7 Radio del ancho del fondo del valle y altura del valle (Vf)

El índice V_f se define como el radio del ancho del piso del valle y altura promedio de una corriente (Bull & McFadden, 1977; Bull, 1978; citado en Keller & Pinter, 2002) y se calcula como:

$$V_f = 2V_{fw} / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)] \quad (5)$$

donde V_f es el radio del piso del valle y altura del valle; Eld y Erd son las elevaciones del lado izquierdo y derecho del valle respectivamente, Esc es el promedio de la elevación del piso del valle; y V_{fw} es el ancho del piso del valle (fig. 3-7).

Figura 3-7: Procedimiento para calcular el radio del ancho del piso del valle/ Altura del valle. Nótese como los parámetros Eld y Erd se asocian a las alturas que se encuentran inmediatamente al lado del valle (tomado de Keller & Pinter, 2002).

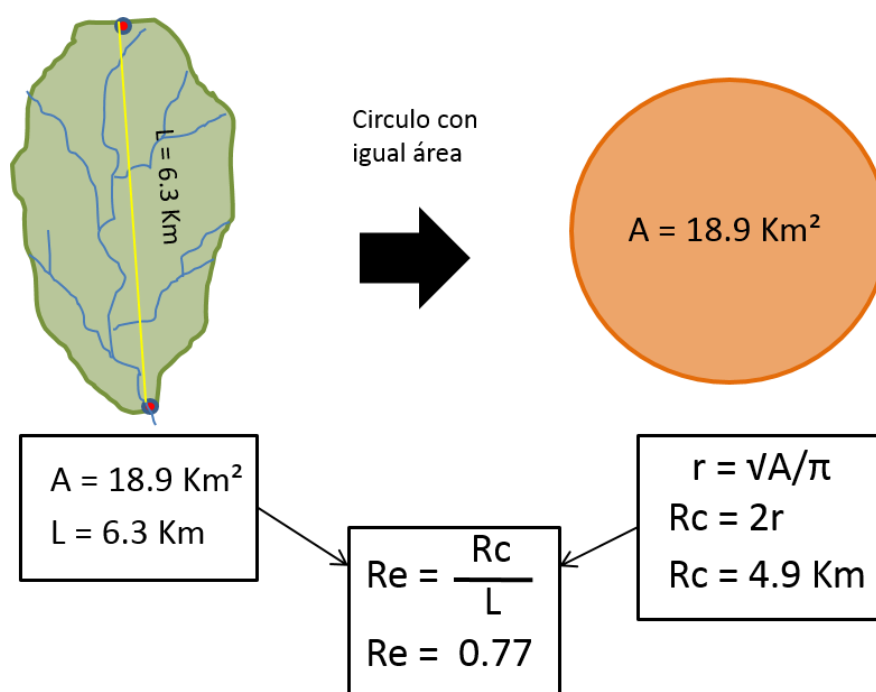


Cuando se calcula V_f , aquellos parámetros se miden a una distancia establecida del frente de montaña para cada valle estudiado. Este índice diferencia entre cañones con pisos amplios con altos valores de V_f y valles en forma de V con bajos valores de V_f (Keller & Pinter, 2002).

3.1.8 Radios de Elongación /Formas de Cuenca (Re)

Según Bull (2009) cuando las tasas de denudación son diferentes en redes de drenaje adyacentes, la divisoria de aguas migra cambiando las formas y áreas de las cuencas de drenaje. La erosión de origen tectónico generada por el desplazamiento a lo largo de un cinturón montañoso deformado causa que el nivel base migre a la red de drenaje y que eventualmente llegue a las cabeceras de los drenajes acelerando la degradación de las pendientes y divisoria de aguas.

Figura 3-8: Procedimiento para calcular los radios de elongación Re sobre las cuencas presentes en una zona de actividad neotectónica. Una cuenca alargada tendrá valores Re alrededor de 0.5, por el contrario cuencas más circulares su Re serán aproximadas a valores de 1.0.



Cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Davis, 1909; Shelton, 1966; citados en Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y captura de drenajes (Horton, 1932, 1945; citado en Bull, 2009).

Las formas *planimétricas* de las cuencas de drenaje son descritas por **radios de elongación** (Canon, 1976; citado en Bull, 2009), Re , el índice adimensional de circularidad. Rc es el diámetro de un círculo con la misma área de la cuenca y L es el largo en el mapa entre dos puntos distantes en la cuenca. La elongación de una cuenca se incrementa hasta valores por debajo de 1.0, lo que correspondería al valor para un círculo (fig. 3-8) (Bull, 2009).

$$Re = Rc/L \quad (6)$$

3.1.9 Análisis del Perfil de Corriente (*Stream Profile Analysis*)

Los perfiles longitudinales de canales sobre roca (*bedrock channel*) son un componente principal de la estructura del relieve de cuencas de drenaje sobre cinturones montañosos y limitan la elevación de los picos y crestas montañosas. Además, los canales sobre roca comunican las señales tectónicas y climáticas a través del paisaje ejerciendo un control de primer orden en la respuesta dinámica de los paisajes de montaña a forzamientos externos (e.g. clima, tectónica, erosión) (Whipple & Tucker, 1999). Adicionalmente, la respuesta erosional a la deformación de la superficie de la Tierra aporta un registro integrado de cambios relativos en el levantamiento de roca (medido relativamente ajustado a un nivel base externo) (England & Molnar, 1990, citado en Kirby & Whipple, 2012). En consecuencia, la red de canales en un orógeno activo dicta el equilibrio en los paisajes que responden a cambios en el forzamiento impulsado por cambios en el nivel base (Tectónico, eustático, o reorganización del drenaje) y/o estado del clima (Kirby & Whipple, 2012).

Datos topográficos de los canales fluviales exhiben una escala en la que la pendiente local del canal se expresa como una función de la ley de potencia de un área de drenaje contributiva denominada ley de Flint (Wobus *et al.*, 2006):

$$S = KsA^{-\theta} \quad (7)$$

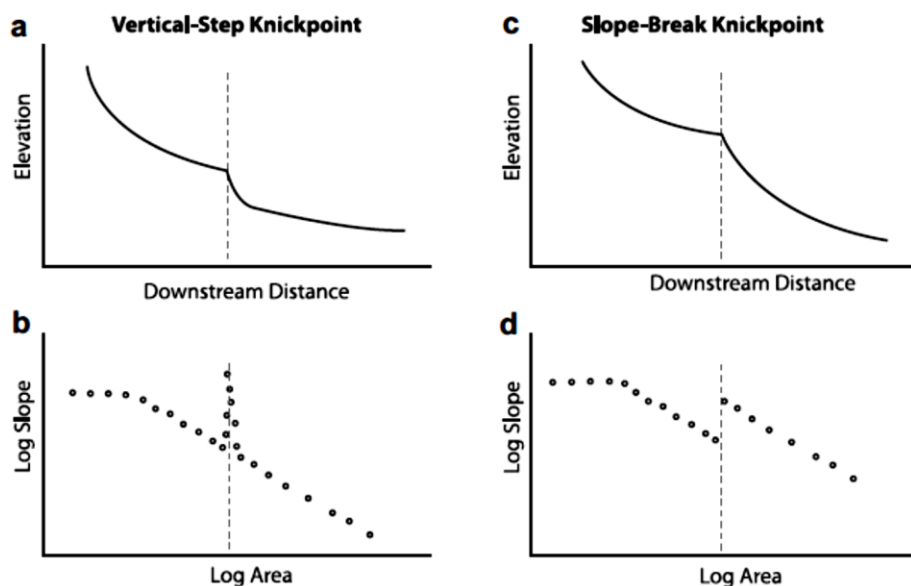
donde Ks es el *índice de verticalidad* del canal y θ el *índice de concavidad* (Flint, 1974, citado en Kirby & Whipple, 2012). La forma de la cuenca aguas arriba está fuertemente influenciada por la tasa a la que la descarga se incrementa aguas abajo, esto consecuentemente influencia la tasa a la que la pendiente cambia a lo largo del río, que de hecho es la concavidad del perfil en sí mismo (Hack, 1957, citado en Kirby & Whipple, 2012).

Los índices de verticalidad y concavidad para el perfil de un canal se calculan por una regresión lineal de los gradientes observados de la pendiente (S) del canal contra el área de la cuenca de drenaje (A) en graficas logarítmicas (Wobus *et al.*, 2006, Kirby & Whipple, 2012). Kirby y Whipple (2012) indican que existen pequeñas variaciones y/o incertidumbres en el índice de concavidad (θ , pendiente de la regresión) conducen a amplias variaciones del índice de verticalidad (Ks , intersección de la regresión), por lo

cual es necesario desarrollar un índice normalizado que cuente para esta auto-correlación.

Para el propósito de este trabajo de delimitar zonas tectónicamente activas se discutirá el método para calcular índices normalizados (K_{sn}, θ_{ref}) discutido por Kirby & Whipple (2012) y definido por Wobus *et al.*, (2006) que permite realizar comparaciones entre canales de la red de drenaje teniendo en cuenta principalmente que el análisis debe ser realizado en áreas mayores al área crítica A_{cr} , que cae en el rango de 0.01 Km² a 5 Km². Dicho método explota la expectativa de que el índice de concavidad de canales en estado de equilibrio debería caer en un rango restringido que se define por datos empíricos; Kirby & Whipple (2012) definen este rango en un intervalo cerrado de $0.4 \leq \theta_{ref} \leq 0.6$ mientras que Wobus *et al.*, (2006) sugieren que este cae típicamente entre $0.35 \leq \theta_{ref} \leq 0.65$ y proponen calcular un índice de concavidad de referencia (θ_{ref}) a partir de la media regional de los valores para θ en segmentos de canal sin perturbar, lo que quiere decir en canales sin perturbaciones de tipo tectónico ni puntos de quiebre en la pendiente o cambios en la litología.

Figura 3-9: Clasificación de los puntos de quiebre (knickpoints) en términos del perfil de canal y la gráfica logarítmica entre pendiente y área. Ambas morfologías mostradas (*Vertical-Step Knickpoint*, *Slope-Break Knickpoint*) puede ser o bien móvil, representando una perturbación transitoria del sistema fluvial, o anclado en su lugar por la litología resistente, flujos de escombros o fallas activas (tomado de Whipple *et al.*, 2011; Kirby & Whipple, 2012).



Para estimar este índice deben sobreponerse en un gráfico todos los datos obtenidos de los canales de la cuenca para determinar la media (Wobus *et al.*, 2006). En este caso la ecuación para S toma la forma:

$$S = KsnA^{-\theta_{ref}} \quad (8)$$

donde Ksn representa el *índice de verticalidad* del canal normalizado y θ_{ref} el *índice de concavidad* de referencia. El análisis de las gráficas de elevación contra distancia (largo del canal) y las gráficas logarítmicas de la pendiente (S) contra el área del drenaje (A) permite visualizar los cambios en la pendiente de los canales que son llamados puntos de quiebre (*knick-points*) (fig. 3-9) que se desarrollan en respuesta a una perturbación tectónica, climática o erosiva. El límite migrante entre una región aguas abajo del punto de quiebre que se ajusta a un nuevo forzamiento (e.g. tectónica activa o clima o erosión) y regiones aguas arriba del punto de quiebre que retienen características de un estado preexistente (Whipple *et al.*, 2011, citado en Kirby & Whipple, 2012).

Así mismo, puntos de quiebre verticales (*vertical-step knickpoints*) pequeños y discretos con respecto al relieve de la cuenca de captación generalmente no tienen un significado tectónico directo (Kirby & Whipple, 2012), en contraste con los puntos de quiebre de pendiente (*slope –break knickpoints*) que se desarrollan en respuesta a cambios persistentes espaciales o temporales; en consecuencia este tipo de puntos de quiebre desempeñan un papel central en la interpretación de la tectónica en paisajes erosivos (fig. 3-9) (Wobus *et al.*, 2006) .

En configuraciones tectónicas que contienen un rompimiento en las tasas de levantamiento se espera que canales con altos índices de verticalidad estén asociados a zonas de levantamiento alto, mientras que índices de verticalidad bajos indican zonas de bajo levantamiento (Wobus *et al.*, 2006). Así, la representación de los índices Ksn y θ_{ref} en una vista de planta sobre un mapa topográfico facilita la delimitación de zonas activas.

3.2 Estado del arte de la técnica de los Índices Morfométricos

Varios estudios realizados con índices geomorfológicos como AF: factor de asimetría, T: factor de simetría topográfica, SL: índice de gradiente de corriente, Smf: sinuosidad del frente de montaña, HI: Integral hipsométrica (e.g. Della Seta *et al.*, 2008; Figueroa & Knott, 2010; Mahmood & Gloaguen, 2011; Giaconia *et al.*, 2012; Selim *et al.*, 2013) tienden a enfocarse en la comprensión de la evolución morfológica de un área en cuestión (e.g. Falla Norte de Anatolia, Turquía; Piedemonte Adriático de los Apeninos, Apeninos Marche, Sierra Nevada etc.) y como la neotectónica es preponderante en la evolución del paisaje. La mayoría de los parámetros se obtienen de información topográfica, de fotografías aéreas y modelos digitales de elevación (DEM) (Keller & Pinter, 2002).

Se observa una tendencia general a no utilizar todos los índices geomorfológicos para la captura de información relacionada a la tectónica activa, muchos autores utilizan en común el *índice SL* (Índice de Hack), Factor de asimetría (AF), La integral Hipsométrica (IH), Sinuosidad del frente de montaña (Smf), Formas de Cuenca (Re) y el Radio del

piso del valle y altura del valle (V_f), sin embargo otros investigadores pueden solo utilizar uno de ellos (e.g. Troiani & Della Seta, 2008).

Selim *et al.*, (2013) utiliza los índices AF : factor de asimetría, T : factor de simetría topográfica, SL : índice de gradiente de corriente, Smf : sinuosidad del frente de montaña con el fin de generar un solo índice de actividad tectónica relativa (Iat), que como resultado define zonas de alta y baja tasa de levantamiento. Esta práctica es observada en otros artículos como en Mahmood & Gloaguen (2011) donde utilizan mayor número de índices geomorfológicos con un total de siete (7), de los cuales el índice de dimensión fractal (FD) fue desarrollado por los autores y está basado en la red de drenaje y su dendricidad, finalmente calculan un índice de actividad tectónica relativa que a diferencia de Selim *et al.*, (2013) este es nombrado como $IRAT$ (*Index of relative active tectonics*). Estos autores al usar tres índices geomorfológicos más que Selim *et al.*, (2013) les permitió definir cuatro clases de grados de actividad tectónica, lo que da una mayor resolución a la hora de diferenciar zonas controladas por levantamientos tectónicos.

Los alcances de los índices geomorfológicos se evalúan constantemente por diferentes investigadores relacionados a la geomorfología tectónica que los prueban en diferentes áreas en búsqueda de cuantificar la tectónica activa. En este sentido, los siguientes autores concluyen: 1. Mahmood & Gloaguen (2011) indican que los índices geomorfológicos son una poderosa herramienta para evaluar la influencia de la tectónica activa, e indican que la evaluación de la tectónica activa por imágenes Landsat y observaciones de campo coinciden con los resultados obtenidos con los índices geomorfológicos e $IRAT$ calculados. 2. Selim *et al.*, (2013) indica que es posible medir índices geomorfológicos e identificar si existe una correlación directa con la información obtenida en campo. 3. Giaconia *et al.*, (2012) determinaron que la Sierra Alhamilla es tectónicamente activa durante el Pleistoceno y Holoceno soportados a partir de los resultados obtenidos de los análisis geomorfológicos junto con los datos de campo. Es posible concluir que un análisis adecuado de los índices morfométricos, con una representación adecuada de estos sobre un DEM, y la combinación de los resultados con información de campo son una herramienta valiosa para evaluar la tectónica activa.

Por otro lado, England & Molnar (1990) sustentan que la respuesta erosional a la deformación de la superficie de la tierra provee un integrado registro de cambios relativos en el levantamiento de roca, y esto se sustenta bajo observaciones empíricas como la sugerida por Wobus *et al.*, (2006) donde los paisajes escarpados, con pocas excepciones, son asociados con regiones de rápidos levantamientos de roca. Kirby & Whipple (2012) señalan que en la última década se demostró como los sistemas de canales presentan una relación directa entre erosión, topografía, y levantamientos tectónicos; apuntando a que existe una base teórica y empírica relativamente estable enfocada al análisis topográfico que puede ser una herramienta poderosa de interés a las partes involucradas a la geología estructural y tectónica.

En la aproximación tradicional de la geomorfología tectónica, donde el uso de marcadores de deformación como el estándar para la caracterización de la deformación a

lo largo de fallas y a través de pliegues. Donde el rango limitado de datación (Entre 50.000 y 100.000 años) y el reconocimiento actual de que dichos marcadores pueden ser altamente modulados por cambios locales y globales en el clima limitan la identificación de zonas tectónicamente activas (Kirby & Whipple, 2012).

El uso de la información extraída de la topografía se enfoca a entender que la red fluvial es la única que mantiene consistentemente la conexión al forzamiento tectónico y por lo tanto contiene información potencial acerca de los levantamientos de roca a través de un paisaje (Wobus *et al.*, 2006), de lo antes planteado Whipple *et al.*, (2013) señala que los modelos de incisión de los canales de roca (bedrock channel) son cruciales para explorar el vínculo entre clima, litología, tectónica y topografía; los controles sobre la forma del perfil longitudinal de un canal efectivamente se ajustan a toda la estructura del relieve de la topografía.

Por lo tanto, la metodología propuesta por los autores mencionados (e.g. Wobus *et al.*, 2006; Kirby & Whipple, 2012; Whipple *et al.*, 2013) consiste en la extracción de parámetros a partir de la topografía de los perfiles de los ríos, que posteriormente son graficados en un diagrama logarítmico de Pendiente (S) vs Área (A) (Ec. 7, Ec. 8) que representa una regresión de los parámetros de un canal. La metodología para la obtención es mencionada en la metodología propuesta para esta tesis. La metodología presenta desarrollos recientes y se perfila a futuro en ser una herramienta de invaluables características para la evaluación de sitios de actividad tectónica reciente sin depender de marcadores morfotectónicos planares (e.g. terrazas fluviales, abanicos aluviales, superficies de erosión, etc.).

Para probar la tesis de trabajo desde el enfoque metodológico propuesto se usaran herramientas desarrolladas en SIG (Sistemas de Información Geográfica) para extraer parámetros topográficos desde un DEM (e.g. Wobus *et al.*, 2006; Shahzad & Gloaguen, 2011), posteriormente calcular los índices geomorfológicos y evaluar la tectónica activa.

Los índices geomorfológicos a utilizar son los siguientes: La Curva Hipsométrica e Integral Hipsométrica (**IH**), Asimetría de la Cuenca de Drenaje (**AF**), Sinuosidad de Frente de Montaña (**Smf**), Longitud de Corriente - Gradiente de Corriente (**SL**) o Índice de Hack, Formas de Cuenca (**Re**), Análisis de Perfiles de Corrientes (**Stream Profile Analysis**).

4.Resultados

4.1 Análisis geomorfológico cualitativo

Existen tres zonas principales de drenajes teniendo en cuenta las divisorias de aguas de la zona de estudio (fig. 4-1): Zona Occidental, Zona Central y Oriental.

La zona occidental se configura sobre la Serranía Aguardiente hacia el NW con drenajes subparalelos de densidad media a alta que corren sobre unidades sedimentarias del cretácico inferior y unos drenajes en sentido occidental, que confluyen al río Sardinata que corre sur - norte.

La zona central presenta una serie de drenajes que se desprenden al oriente de la serranía del Aguardiente de carácter dendrítico a subparalelo de alta densidad que confluyen al río Icupeña que presenta una dirección NNE que desemboca en el río Zulia luego de una deflexión al oriente. Existe una característica de los drenajes que corren desde la serranía del Aguardiente y consiste en cuencas elongadas a levemente elongadas que se constriñen a una desembocadura de su canal principal sin aportes a su cuenca de drenajes que nacen en una pequeña divisoria de aguas, esta zona de transferencia discurre sobre la formación aguardiente (cuarzoarenitas y bioesparitas) en forma paralela al canal principal pero que no hace parte de las cuencas individuales que desembocan en el Icupeña. El proceso asociado es la competencia de la cuarzoarenita, que desarrolla sobre su superficie drenajes paralelos a subparalelos de baja densidad y poca capacidad erosiva, similar a los desarrollados en la zona occidental pero que no son correlativos.

Por ultimo una zona oriental con drenajes con longitudes de pocos kilómetros de tipo dendrítico a subparalelo que desembocan sobre el costado izquierdo aguas abajo del río Zulia, estos drenajes presentan cambios bruscos en sus cauces (e.g. cambios de dirección a 90°, cuencas alargadas) siguiendo contactos de unidades sedimentarias y trazos de fallas.

El río Icupeña nace en el costado suroccidental de la serranía Aguardiente cruzando en dirección NE de manera paralela hasta desembocar en el río Zulia, su geometría asimétrica siendo su flanco occidental el de mayor desarrollo de drenaje, y el oriental con un pobre desarrollo de drenaje presenta hacia su desembocadura algunos aportes a su caudal de quebradas conformadas sobre la zona oriental. Su amplio valle y depósitos

aluviales espesos sugieren características heredadas que posiblemente son relacionadas al río Peralonso.

El río Peralonso en el tramo de la zona de estudio presenta una tendencia NE, de carácter asimétrico con el flanco occidental más desarrollado, consta de depósitos aluviales espesos que presenta un valle en “V” amplio, el drenaje es de tipo consecuente cuando se encuentra con la sucesión de rocas sedimentarias del paleógeno conformando un valle en “V” angosto. Este río conforma abanicos aluviales sobre la llanura de inundación del río Zulia posterior a la salida de la secuencia del terciario, que rápidamente son modificados por la dinámica fluvial del río Zulia.

El área deprimida correspondiente al valle del río Zulia correspondiente al eje del sinclinal con el mismo nombre conforma un relieve congruente, que contrasta con la serie de monoclinales del cretácico inferior (Valle río Icuperena) y del paleógeno – neógeno al oeste del valle.

El río Zulia es el nivel base de los drenajes del área de estudio fijada en un promedio de 177 metros de altura, la diferencia con los niveles promedio de los ríos Peralonso (392) e Icuperena (34) es 215 metros y 166 metros respectivamente.

4.2 Análisis geomorfológico cuantitativo. Índices Morfométricos

Se usaron seis índices morfométricos (también geomorfológicos) en la zona de estudio: 1. Perfiles longitudinales (*Swath Profiles*), 2. Asimetría de la Cuenca (*AF*), Formas de Cuenca (*Re*) y Curva Hipsométrica e Integral Hipsométrica (*IH*) fueron aplicados a 43 cuencas hidrográficas (fig. 4-1), 3. Sinuosidad del Frente de Montaña (*S_{mf}*), 4. Índice de Hack (*SL*) y Análisis de los perfiles de Corriente (*K_{sn}*) fueron aplicados a 28 drenajes seleccionados de las 43 cuencas hidrográficas teniendo en cuenta dentro de otros factores que fueran de tercer orden (tabla 4-1).

En el cálculo de los índices morfométricos se usaron dos modelos digitales de elevación uno de 30 metros y otro de 90 metros de resolución (índice de Hack y análisis de perfiles de corriente); y tres programas para visualizarlos y calcularlos: ArcGis 10.2, TecDem 2.0 y Google Earth.

Figura 4-1: Distribución de las cuencas usadas en este estudio y principales estructuras de la zona de estudio. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **FAg:** Falla de Aguascalientes, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.

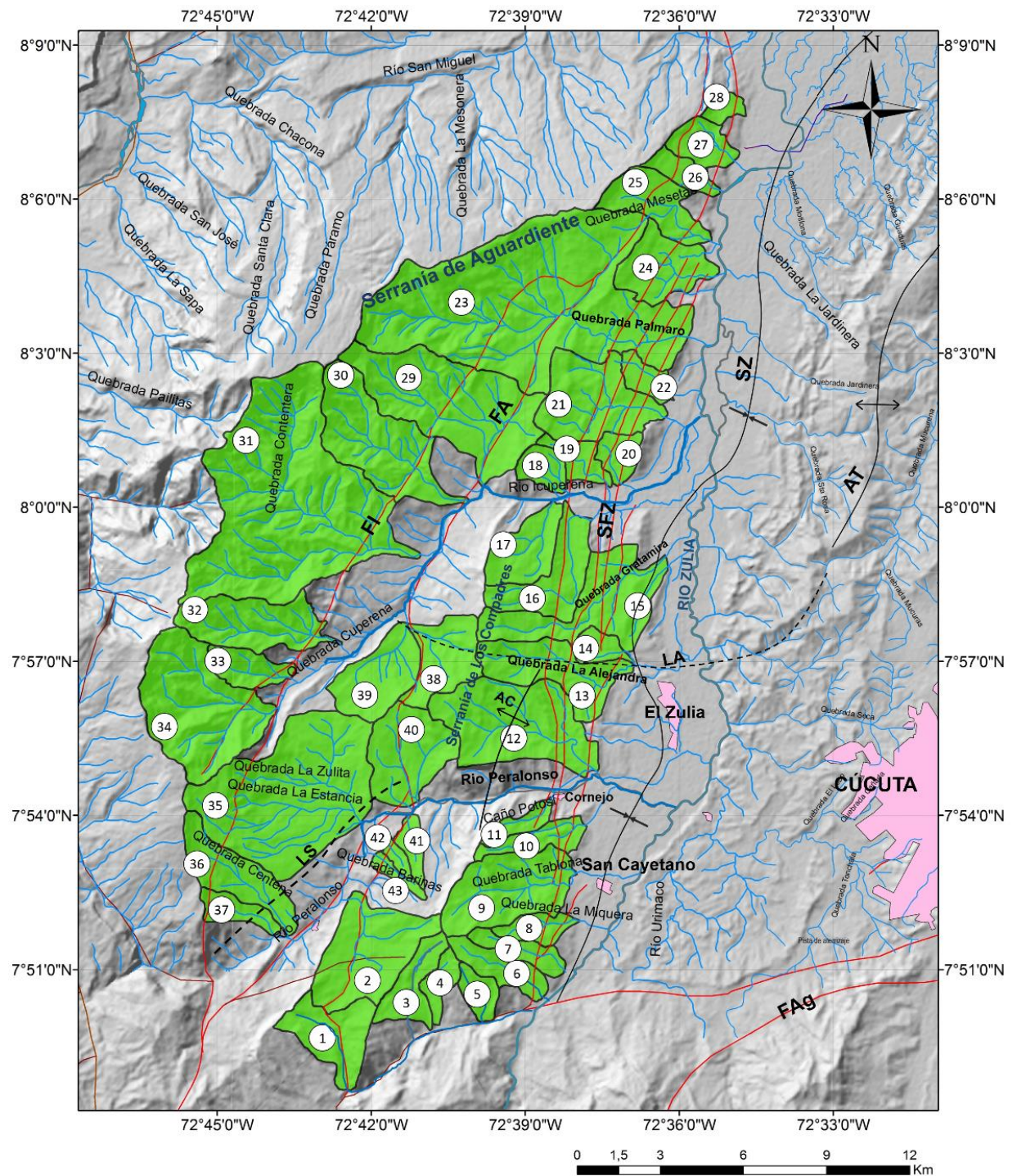


Tabla 4-1: Resultados del análisis morfométrico para 43 cuencas involucradas en el área de estudio.

Cuenca	Índice de Circularidad (Re)	Índice Basculamiento (AF)	Integral Hipsométrica (HI)	Sinuosidad Frente Montaña (Smf)
1	0,75198574	45	0,547	2,090885979
2	0,67349968	67	0,308	2,090885979
3	0,55079305	75	0,363	2,090885979
4	0,54711482	39	0,477	2,090885979
5	0,68033436	45	0,363	2,090885979
6	0,52771591	47	0,404	2,090885979
7	0,40845495	62	0,355	2,090885979
8	0,53749877	55	0,416	2,090885979
9	0,70754664	44	0,367	2,090885979
10	0,45846315	44	0,273	2,090885979
11	0,51174411	56	0,424	2,090885979
12	0,65903506	39	0,365	1,405225343
13	0,57856447	59	0,293	1,405225343
14	0,65823625	45	0,427	1,405225343
15	0,51845288	61	0,243	1,405225343
16	0,59758045	57	0,265	1,405225343
17	0,64832666	64	0,393	1,405225343
18	0,84512126	61	0,400	2,855419342
19	0,55254158	40	0,323	2,855419342
20	0,84987017	22	0,393	2,855419342
21	0,74910294	45	0,331	2,855419342
22	0,64316557	62	0,392	2,855419342
23	0,63397913	32	0,343	2,855419342
24	0,74623044	43	0,281	1,186091954
25	0,61448808	39	0,371	1,186091954
26	0,55128596	39	0,433	1,186091954
27	0,74187676	77	0,362	1,186091954
28	0,75581782	40	0,426	1,186091954
29	0,61529408	29	0,305	ND
30	0,56356415	59	0,381	ND
31	0,71167961	68	0,407	ND
32	0,54363587	35	0,396	ND
33	0,62837604	40	0,433	ND
34	0,80042212	77	0,473	ND
35	0,77700651	59	0,279	ND
36	0,50742273	58	0,432	ND
37	0,54197956	46	0,372	ND
38	0,67890542	30	0,646	ND
39	0,72873863	64	0,492	ND
40	0,89173536	45	0,418	ND
41	0,51987159	50	0,432	ND
42	0,52284085	3	0,438	ND
43	0,45822004	28	0,427	ND

4.2.1 Perfiles en Franja (*Swath Profiles*)

Según Scotti et al (2014) a escala regional las características topográficas se pueden enfocar en una variación espacial de elevaciones mínimas, promedio y máximas. La máxima topografía es representada por una superficie conocida como la envolvente que conecta los picos y muestra una topografía sin incisión. La topografía mínima es descrita como una sub-envolvente que corresponde a las elevaciones del fondo de los valles, y el promedio de la topografía tiende a representar el patrón general del paisaje a escala regional reconoce el autor.

El relieve local es calculado entre la sustracción de la topografía máxima y mínima y cuantifica la incisión fluvial en un área dada, en paisajes tectónicamente activos regiones con valores anómalamente altos del relieve local comúnmente coinciden con regiones de incisión por corrientes activas en respuesta a un levantamiento de roca (Molin et al, 2004). La variación del relieve local en un área donde el clima es casi constante indica que los ríos responden a diferentes impulsos tectónicos (Scotti et al, 2014).

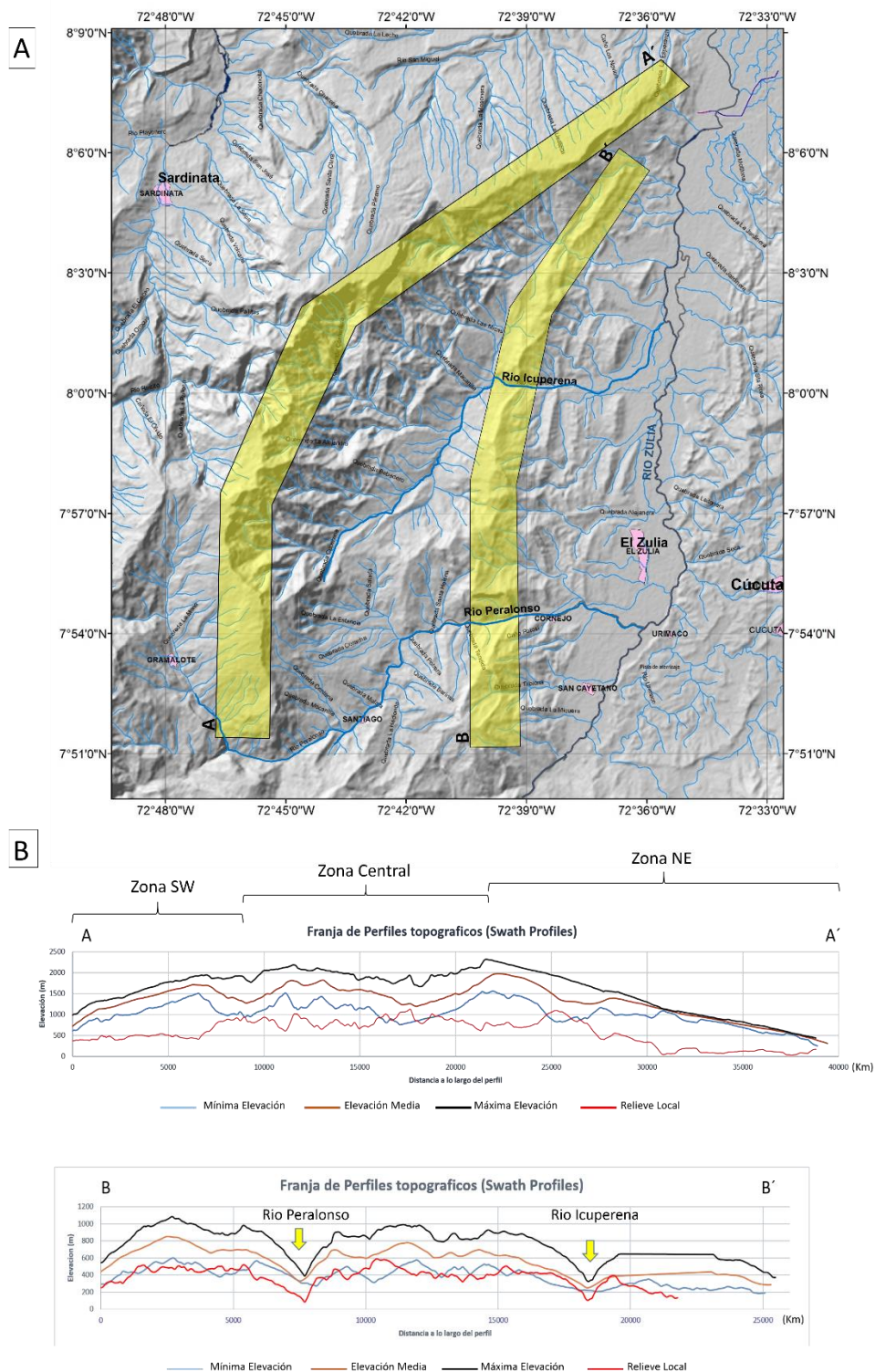
Para el análisis cuantitativo de la topografía en las serranías Aguardiente y Los compadres se realizaron dos perfiles en franja (*Swath Profiles*) con dirección NE (fig. 4-2), usando un DEM de 30 metros de resolución para la adquisición de los datos de elevación, utilizando ArcGIS 10.2 se procesaron los datos. El perfil A-A' presenta una longitud de 40 Km con un ancho de 3 Km, y el perfil B-B' una longitud de 25 Km y un ancho de 3.8 Km donde se observa el relieve máximo, mínimo y el promedio de la región explicada.

El perfil A-A' presenta un relieve en forma de domo con un nivel central de disección que corta el perfil, este relieve en general decrece hacia la punta NE de la serranía Aguardiente (fig. 4-2). En la zona NE del perfil (fig. 4-2) alrededor de los últimos 20 Km se presenta una planicie inclinada sin mayores modificaciones por la erosión donde la topografía máxima, mínima y promedio se unen, esta superficie corresponde a la terminación norte de la Formación Aguardiente sobre su pendiente estructural, conformada principalmente por cuarzoarenitas resistentes a la erosión y que compone la envolvente de la unidad.

El relieve residual o local en el sector NE presenta valores mínimos que coinciden con la poca efectividad de la incisión fluvial debido a la competencia de las rocas, sin embargo un valor anómalo de 1093 metros en esta superficie inclinada sugiere una respuesta a un levantamiento tectónico. Esta envolvente hacia el SW es representada por los picos conservados de la erosión del nivel central y ya finalizando en la misma dirección conserva su pendiente estructural como se observa al NE.

El relieve local del nivel central mencionado presenta una anomalía de 1124 metros que se asocia a levantamiento de roca, donde tasas de levantamiento alto aceleran los procesos erosivos pendiente abajo y que coincide con los afloramientos de rocas precámbricas del complejo metamórfico de la Contenta.

Figura 4-2: A. Mapa de ubicación de los perfiles topográficos longitudinales (Swath Profiles). **B.** Perfiles topográficos longitudinales calculados a partir de un DEM de 30 metros de resolución. Perfil AA'. Cresta de la serranía de Aguardiente. Perfil BB'. Cresta serranía los Compadres.



En general sobre la serranía Aguardiente (Perfil A-A', fig. 4-2) se observa que hacia el SW el relieve local mantiene una constante alrededor de los 500 metros, posteriormente aumentan los valores hasta el kilómetro 25 del perfil con varios valores anómalos (1093 y 1124), se entiende que siendo la zona con topografía rugosa presenta las alturas topográficas más prominentes y una incisión de los ríos mayor que las zonas aledañas al SW y NE, esta última el relieve local decrece hasta un promedio de 100 metros sugiriendo un equilibrio entre los impulsos de levantamiento y la incisión de los ríos, esta zona estable coincide con una superficie topográfica (planicie inclinada).

El perfil B-B' sobre la serranía de Los Compadres presenta una ligera forma de domo con una topografía que decrece hacia el NE. Existen dos rasgos en el relieve máximo y mínimo (flechas amarillas, fig. 4-2) que son asociados a la incisión del río Peralonso e Icuperena donde el proceso erosivo es dominante, en contraste se observan una serie de anomalías en la zona central del perfil alrededor de 591 metros que asocia alturas topográficas prominentes con una alta incisión, que sugiere un levantamiento de la superficie que acciona los procesos erosivos.

4.2.2 Asimetría de la Cuenca (AF)

Con el fin de evaluar la tectónica activa relativa en la zona de estudio se calcularon las áreas totales (At) y del costado derecho aguas abajo del drenaje (Ar) para determinar la asimetría de la cuenca. En la Figura 4-3 se puede observar la distribución del índice así como la dirección de Basculamiento. Pérez & Peña (2010) sugieren expresar el valor **AF** como un valor absoluto menos 50 para evitar confusiones en la lectura del índice entre drenajes adyacentes, que son divididas en cuatro clases principales (fig. 4-3): $AF > 15$, Fuertemente asimétricas (*strongly asymmetric basins*); $AF = 10 - 15$, Moderadamente asimétricas (*moderate asymmetric basins*); $AF = 5 - 10$, suavemente asimétricas (*gently asymmetric basins*); $AF < 5$, Cuencas simétricas (*symmetric basins*) (tabla 4-2).

La región con mayores basculamientos (*strongly asymmetric basins*) se encuentra delimitada en las cuencas de la zona central ubicada entre la serranía de Aguardiente y la Falla de Aguardiente en el sector NW de la zona de estudio. No es posible identificar una tendencia de basculamiento sistemática en una sola dirección para esta franja, pero se distinguen dos sentidos de movimiento uno SW-NE y NE-SW (fig. 4-3, A). Esta zona de asimetrías fuertes coincide geológicamente con rocas metamórficas precámbricas, principalmente: gneises y esquistos, y en algunas ocasiones que rocas del cretácico inferior de la formación Aguardiente, esta ligera homogeneidad en el tipo de roca, descarta basculamientos debido a cambios litológicos bruscos.

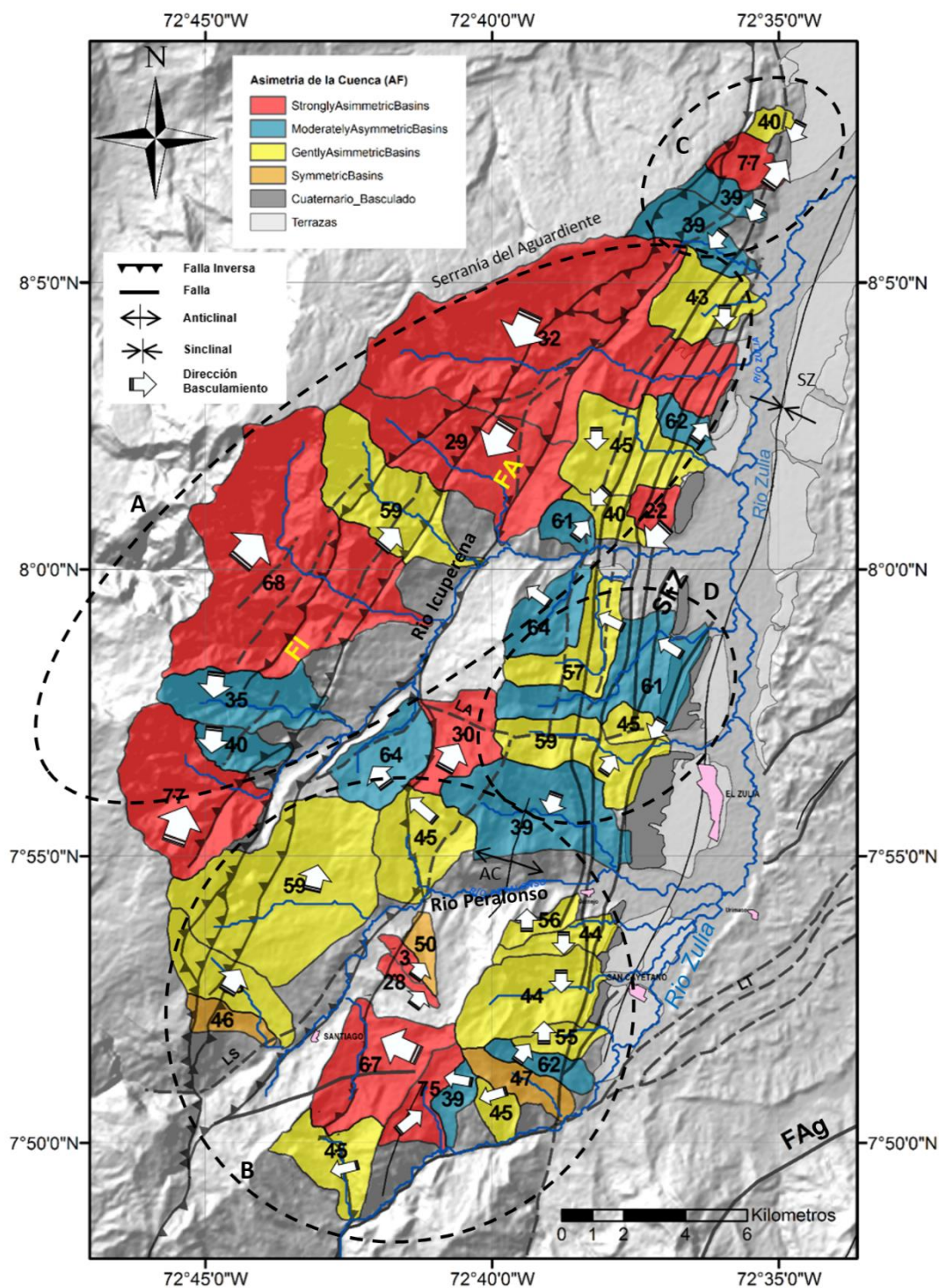
En el sector sur entre el río Icuperena y Zulía de la zona de estudio predominan las cuencas suavemente asimétricas a moderadamente asimétricas (fig. 4-3, B), no se identifica un patrón de basculamiento en algún sentido específico y pueden responder a la misma dinámica erosiva de los drenajes. En la zona NE donde convergen las fallas de Icuperena, Aguardiente y SFZ sobre la tendencia de la franja del sistema de fallas del

Zulia, se observan drenajes que presentan cuencas moderadamente asimétricas a suavemente asimétricas (fig. 4-3, C), y solo en la zona central a la altura del río Icuperena se observa una tendencia NW de las cuencas a consecuencia de la influencia del SFZ (fig. 4-3, D). De manera regional, es posible evidenciar que existe un aumento del basculamiento de las cuencas de drenaje en sentido S – N en la zona de estudio. Conforme las cuencas de drenaje son influenciadas por la falla de Icuperena y Aguardiente, estas presentan mayores basculamientos respondiendo a un control estructural.

Tabla 4-2: Resultados de la aplicación del índice de asimetría de la cuenca (AF) e índice normalizado en su valor absoluto.

Cuenca	Índice Bascamiento	Índice Bascamiento Normalizado	Categorías Asimetría (AF)
1	45	5	Gently Assimetric Basins
2	67	17	Strongly Asymmetric Basins
3	75	25	Strongly Asymmetric Basins
4	39	11	Moderately asymmetric basins
5	45	5	Gently Assimetric Basins
6	47	3	Symmetric basins
7	62	12	Moderately asymmetric basins
8	55	5	Gently Assimetric Basins
9	44	6	Gently Assimetric Basins
10	44	6	Gently Assimetric Basins
11	56	6	Gently Assimetric Basins
12	39	11	Moderately asymmetric basins
13	59	9	Gently Assimetric Basins
14	45	5	Gently Assimetric Basins
15	61	11	Moderately asymmetric basins
16	57	7	Gently Assimetric Basins
17	64	14	Moderately asymmetric basins
18	61	11	Moderately asymmetric basins
19	40	10	Gently Assimetric Basins
20	22	28	Strongly Asymmetric Basins
21	45	5	Gently Assimetric Basins
22	62	12	Moderately asymmetric basins
23	32	18	Strongly Asymmetric Basins
24	43	7	Gently Assimetric Basins
25	39	11	Moderately asymmetric basins
26	39	11	Moderately asymmetric basins
27	77	27	Strongly Asymmetric Basins
28	40	10	Gently Assimetric Basins
29	29	21	Strongly Asymmetric Basins
30	59	9	Gently Assimetric Basins
31	68	18	Strongly Asymmetric Basins
32	35	15	Moderately asymmetric basins
33	40	10	Moderately asymmetric basins
34	77	27	Strongly Asymmetric Basins
35	59	9	Gently Assimetric Basins
36	58	8	Gently Assimetric Basins
37	46	4	Symmetric basins
38	30	20	Strongly Asymmetric Basins
39	64	14	Moderately asymmetric basins
40	45	5	Gently Assimetric Basins
41	50	0	Symmetric basins
42	3	47	Strongly Asymmetric Basins
43	28	22	Strongly Asymmetric Basins

Figura 4-3: Mapa de distribución de la asimetría de la cuenca (AF) y principales estructuras de la zona de estudio. Las elipses A, B, C y D representan las zonas de análisis. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **Fag:** Falla de Aguascalientes, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.



4.2.3 Radios de Elongación/Formas de Cuenca (Re)

Usando el software de uso libre Google Earth se calcularon los siguientes parámetros para determinar el índice de circularidad **Re** (tabla 4-3):

- El área correspondiente a 43 cuencas de drenaje involucradas para la zona de estudio.
- Los valores planimétricos (**L**) de los puntos más distantes de cada cuenca.

Tabla 4-3: Radios de elongación (**Re**) para las 43 cuencas del área de estudio y las respectivas categorías aplicadas.

Cuenca	Índice de Circularidad (Re)	Categorías (Re)
1	0,75	Levemente Elongadas
2	0,67	Elongadas
3	0,55	Altamente elongadas
4	0,55	Altamente elongadas
5	0,68	Elongadas
6	0,53	Altamente elongadas
7	0,41	Altamente elongadas
8	0,54	Altamente elongadas
9	0,71	Levemente Elongadas
10	0,46	Altamente elongadas
11	0,51	Altamente elongadas
12	0,66	Elongadas
13	0,58	Elongadas
14	0,66	Elongadas
15	0,52	Altamente elongadas
16	0,60	Elongadas
17	0,65	Elongadas
18	0,85	Levemente Elongadas
19	0,55	Altamente elongadas
20	0,85	Levemente Elongadas
21	0,75	Levemente Elongadas
22	0,64	Elongadas
23	0,64	Elongadas
24	0,75	Levemente Elongadas
25	0,61	Elongadas
26	0,55	Altamente elongadas
27	0,74	Levemente Elongadas
28	0,76	Levemente Elongadas
29	0,62	Elongadas
30	0,56	Elongadas
31	0,71	Levemente Elongadas
32	0,54	Altamente elongadas
33	0,63	Elongadas
34	0,80	Levemente Elongadas
35	0,77	Levemente Elongadas
36	0,51	Altamente elongadas
37	0,54	Altamente elongadas

38	0,68	Elongadas
39	0,73	Levemente Elongadas
40	0,89	No elongadas
41	0,52	Altamente elongadas
42	0,52	Altamente elongadas
43	0,46	Altamente elongadas

Tabla 4 -3: Continuación

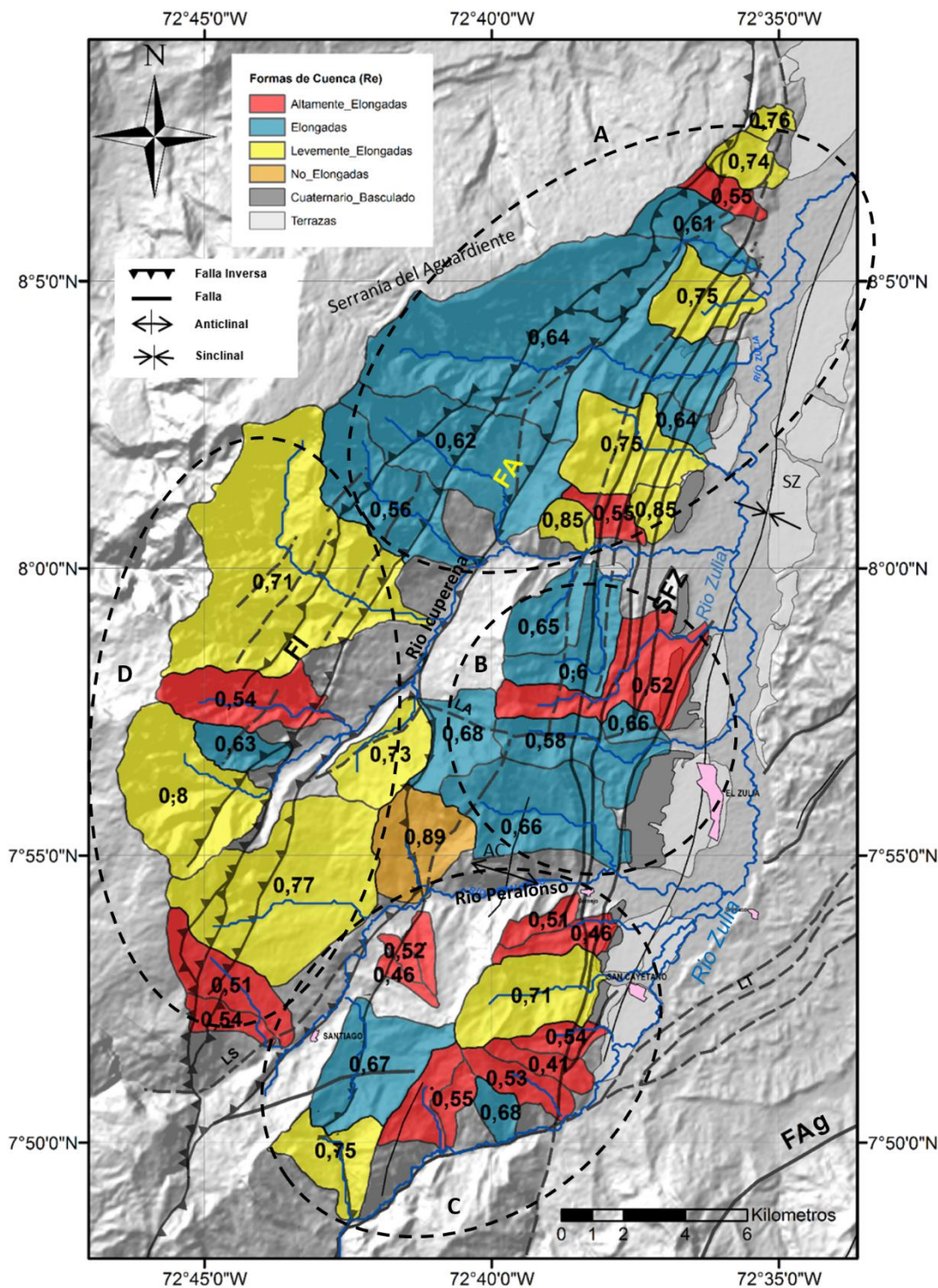
Las áreas correspondientes para las 43 cuencas fueron comparadas con un círculo que presenta la misma área, con el fin de determinar el diámetro involucrado, y así definir los radios de elongación (tabla 4-3). Finalmente estos fueron plasmados regionalmente con el software ArcGIS 10.2 (fig. 4-4).

En principio cuencas altamente elongadas caracterizan escarpes activos (Davis, 1909; Shelton, 1966; citados en Bull, 2009), pero llegan a ser más circulares a través de procesos de migración de la divisoria de aguas y procesos de captura. Teniendo en cuenta dicha diferenciación en los radios de elongación de las cuencas de drenaje, se limitaron los rangos con los cuales se identificaron las zonas activas de la no activas. Los valores máximos y mínimos usados para evaluar la tectónica son: Altamente elongadas [0,4 - 0,55], Elongadas (0,55 - 0,7], Levemente elongadas (0,7 - 0,85] y no elongadas (0,85 - 1] (fig. 4-4, A, B, C y D).

Formas de cuenca altamente elongadas en la zona de estudio fueron encontradas de manera uniforme al sur de la zona de estudio donde el SFZ inicia sobre el valle del río Zulia (fig. 4-4, C). Una distribución radial de drenajes con áreas menores alrededor de 4Km² caracteriza esta zona sur, en este aspecto Strahler (1964, citado en Bull, 2009) define que cuencas activas (Altamente elongadas a elongadas) tiene bajos ordenes en su canal principal comparadas a cuencas inactivas (circulares a levemente elongadas). Esta distribución uniforme de cuencas altamente elongadas a elongadas define esta zona como una zona activa tectónicamente.

Formas de cuencas elongadas pueden ser observadas en el centro y norte de la zona de estudio (fig. 4-4, A y B), sobre la franja deformada sur-norte por el SFZ, como la influencia más septentrional de las fallas de Aguardiente e Icuperena. En la figura 4-4, sobre la elipse B, es posible reconocer una concentración uniforme de cuencas elongadas, en una región limitada por drenajes mayores como el Peralonso, Icuperena y Zulia (fig. 4-4, B) que indican zonas de moderada actividad tectónica. Esta actividad reciente se debe a una caída del nivel base recientemente que afectó los procesos de degradación de las laderas y divisorias de aguas, concentrando energía para incisar eficientemente y para la erosión remontante (Cannon, 1976; citado en Bull, 2009), dichos procesos generan continuas migraciones de la divisoria de aguas que como respuesta origina cuencas elongadas, este fenómeno es igualmente observado hacia el norte de la zona de estudio (figura 4-4, A).

Figura 4-4: Mapa de distribución de las formas de cuenca (**Re**) y principales estructuras de la zona de estudio. Las elipses A, B, C y D representan las zonas de análisis. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **FAg:** Falla de Aguascalientes, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.



Cuencas levemente elongadas son observadas al occidente de la zona de estudio entre la serranía de Aguardiente y Río Icuperena (fig. 4-4, D), lo que se interpreta como una región donde la caída del nivel base ha sido menor relativamente a las zonas adyacentes del análisis, debido a levantamientos menores. El factor litológico se descarta ya que tanto en rocas cristalinas (Complejo metamórfico La Contenta) y rocas del cretácico superior se observan radios de elongación próximos a la circularidad. Los procesos principales que actúan sobre estas cuencas se asocian a configuraciones más eficientes de transporte de carga sedimentaria con divisoria de aguas estacionarias (Cannon, 1976; citado en Bull, 2009).

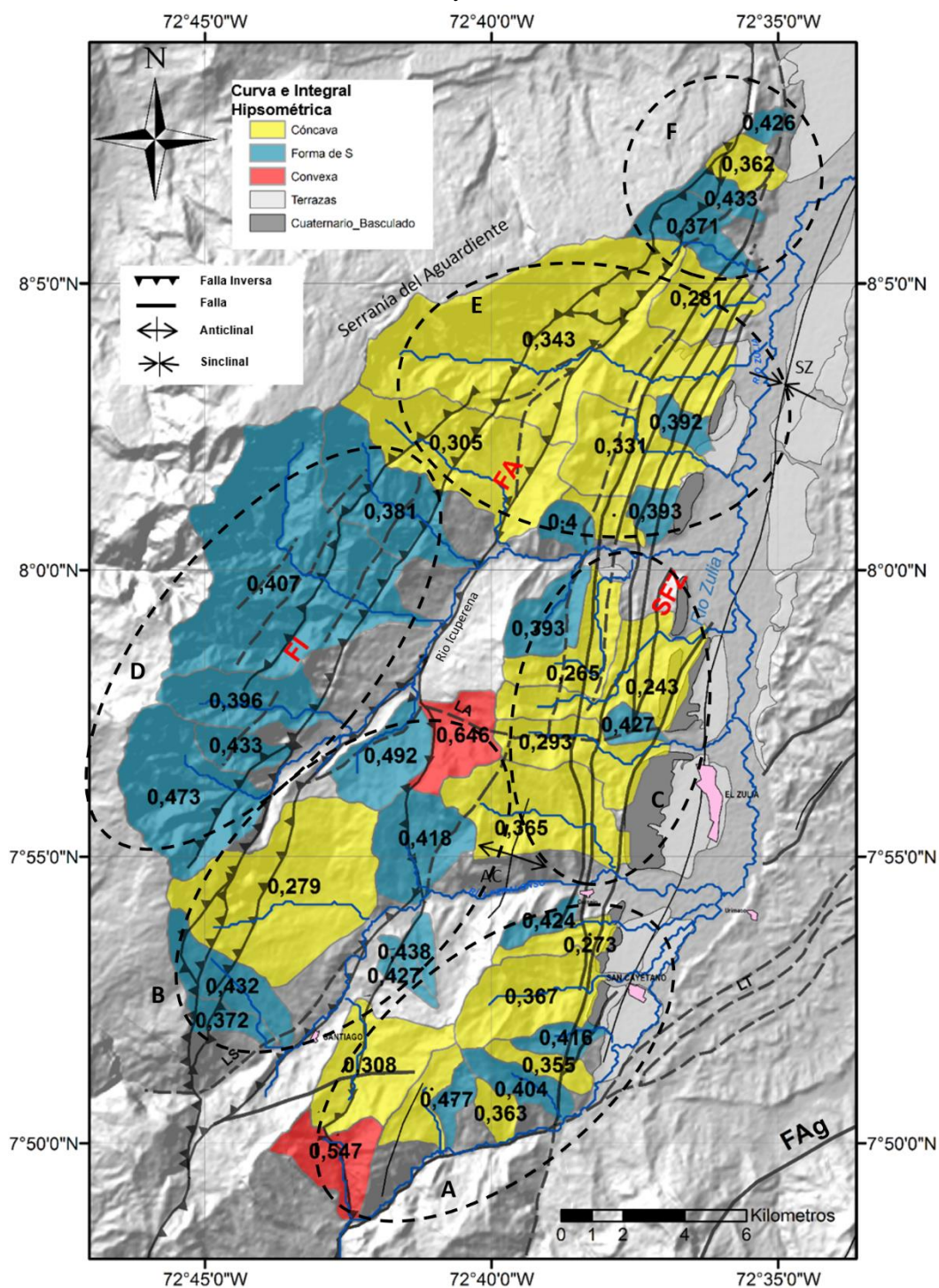
4.2.4 Curva e Integral Hipsométrica (IH)

La curva hipsométrica e integral hipsométrica fue calculada para 43 cuencas de diferentes tamaños usando un DEM de 30 metros de resolución (fig. 4-5). Este índice tiene un atributo útil que permite que cuencas de diferentes tamaños sean comparadas, usando una gráfica donde el área y elevación son graficadas como funciones de área total y elevación total (Keller & Pinter, 2002; Walcott and Summerfield, 2008; Pérez-Peña et al., 2009c; citado en Pérez-Peña et al., 2010).

El fin de comparar patrones de las curvas se ciñe a entender los procesos que ocurren desde el punto de vista del análisis cuantitativo del patrón de drenaje. Correlaciones positivas entre el clima y la tectónica (Masek et al, 1994; citado en Scotti et al, 2014) con la hipsometría han sido encontradas, mientras que la litología parece influenciar a escalas locales (< 100 km²) (Lifton and Chase, 1992; Walcott and Summerfield, 2008; citado en Scotti et al, 2014), este índice es similar al índice de Hack (SL) en donde la competencia de la roca tanto como otros factores afectan el valor obtenido, altos valores de IH significan que las zonas altas no han sido erodadas demasiado y proponen un relieve joven, producido posiblemente por tectónica activa (El Hamdouni et al, 2008). El alcance del análisis de las curvas hipsométricas es obtener información importante de la tectónica, el clima y la litología, factores que finalmente controlan el paisaje de la cuenca de captación (Pérez-Peña et al, 2010).

Para la zona de estudio se comparó por áreas limitadas teniendo en cuenta características geomorfológicas como serranías y ríos principales, se graficaron en grupos para obtener una comparación, que finalmente coincide con la distribución espacial de las fallas (figs. 4-6, 4-7 y 4-8). Las cuencas de extensión areal mayor a 100 Km² son: Las cuencas No 2 (cóncava), No 12 (cóncava), 15 (cóncava), No 21 (cóncava) y No 23 (cóncava) pertenecen al corredor sur-norte del sistema de fallas del Zulía, mientras que las cuencas No 29 (cóncava), No 30 (forma de S), No 31 (forma de S), No 34 (forma de S) y No 35 (cóncava) al corredor de las fallas Icuperena y Aguardiente (ver figura 4-1).

Figura 4-5: Mapa de distribución de la curva hipsométrica e integral hipsométrica (HI) y principales estructuras de la zona de estudio. Las elipses A, B, C, D, E y F representan las zonas de análisis. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres. **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **Fag:** Falla de Aguascalientes, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.



En contraste con los resultados observados en la formas de cuenca (Re) las cuencas elongadas en este índice representan cuencas de tipo cóncavo que sugiere un paisaje evolucionado de tipo senil o viejo con un dominio de incisión fluvial, y las cuencas con elongaciones variables predominante levemente elongadas al SW de la zona de estudio presentan una señal de cuencas maduras con una curva hipsométrica en forma de “S” (fig. 4-6) donde existe un equilibrio entre los procesos de ladera e incisión fluvial (Scotti *et al*, 2014), cabe anotar que cinco drenajes de ordenes menores presentan coincidencia en señales altas que sugieren un control asociado al clima, litología o tectónica.

La zona ubicada en la franja de la serranía de Aguardiente y la falla de Aguardiente presenta anomalías coincidentes entre asimetría de la Cuenca (AF), Formas de Cuenca (Re) y Curva Hipsométrica e Integral Hipsométrica (IH). Las cuencas ubicadas en la zona sur entre el río Icuperena y serranía Los Compadres presenta valores altos con dos anomalías opuestas (fig. 4-5, B), las formas de la curva entre cuencas con forma convexa y cóncava son comparados (fig. 4-6, cuencas No 38 y 35 respectivamente).

Las cuencas de drenaje asociadas al corredor sur-norte del sistema de fallas del Zulia presentan curvas en su gran mayoría cóncavas (fig. 4-5, A, C y E), donde localmente se presentan cuencas con drenajes principalmente de segundo orden, donde se observan señales en forma de “S” (drenaje maduro) (fig. 4-7), estas cuencas y su topografía al parecer son controlados litológicamente, donde las elevaciones son menos sostenidas por procesos de meteorización y un clima cíclico que modifica el paisaje rápidamente, la topografía cambia rápidamente y su control es netamente litológico (Secuencia Paleógeno-Neógeno).

Dos anomalías de drenajes con curvas convexas (color rojo, cuenca No 1 y 38) son observadas (fig. 4-5) (fig. 4-6, grafica inferior) (fig. 4-7, grafica superior) dentro de la zona de estudio, su desarrollo se da sobre una secuencia paleógena-neógena con características estructurales específicas, la cuenca no 1 se desarrolla sobre un plano estructural cortado por una ramificación sur de la falla Aguardiente, al inicio de la curva se presenta una incisión fluvial fuerte desarrollada sobre el plano estructural occidental, donde posteriormente dominan los procesos de pendiente en una topografía joven.

Contrario a la cuenca No 1, la cuenca No 38 hace parte de un escarpe estructural en el bloque colgante de la falla de Aguardiente en su tramo principal. La forma de esta cuenca es netamente convexo sin variaciones y su valor es el más alto de toda la zona de estudio. El área adyacente a esta cuenca hace parte de la transición de rumbo que sufre la falla de Aguardiente que es trazada sobre el río Peralonso y que luego corre sobre el valle del río Icuperena, esta zona concuerda con valores altos de hipsometría para la cuencas No 38, 39 y 40 (IH: 0,646, 0492, y 0418 respectivamente) (fig. 4-8).

Figura 4-6: Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la Serranía de Aguardiente (gráfica superior, elipse D y E (fig. 4-5)), y Serranía Aguardiente – Río Peralonso (gráfica inferior, elipse B (fig. 4-5)). Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.

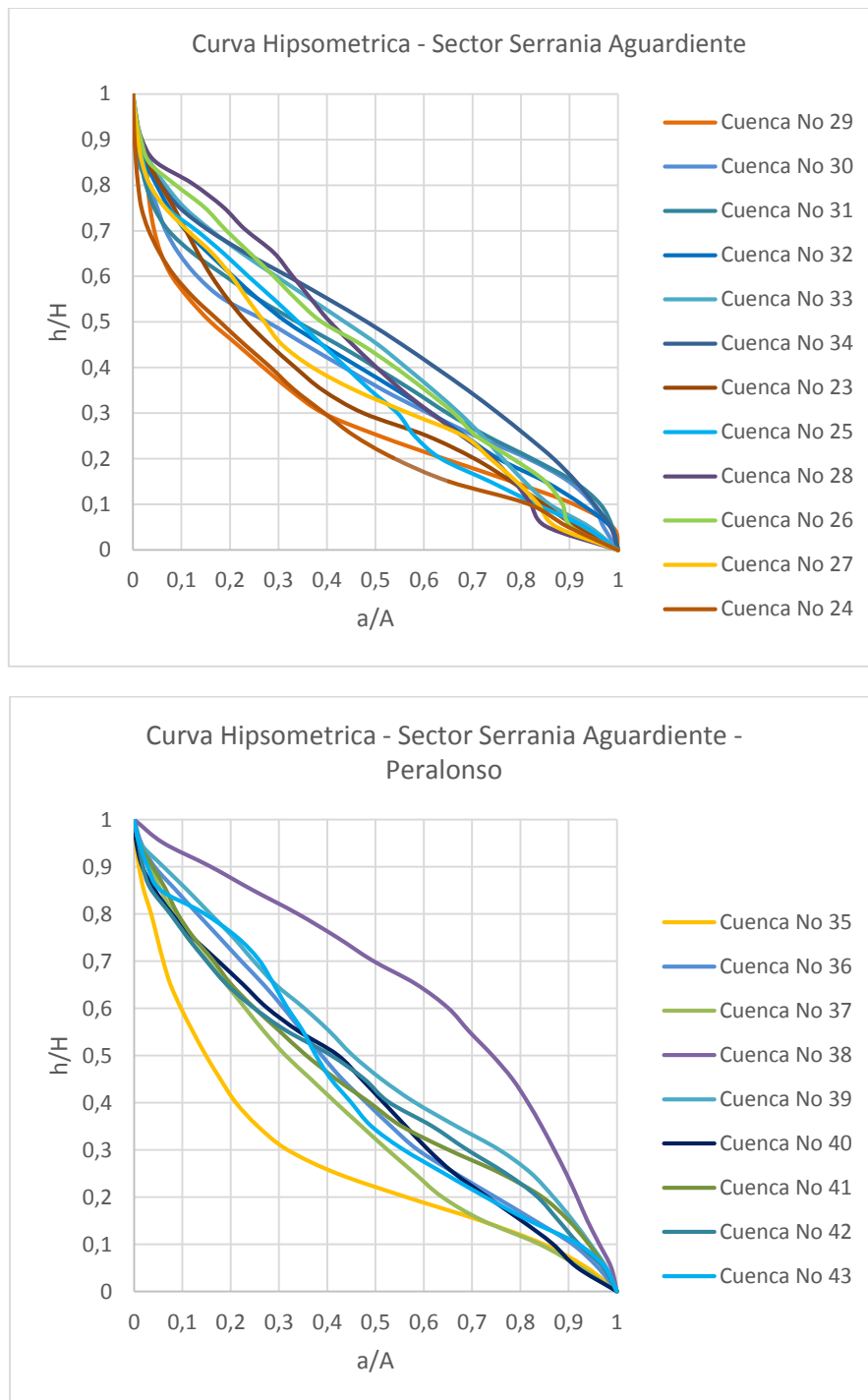


Figura 4-7: Curvas Hipsométricas de los drenajes ubicados en la zona sur de la zona de estudio, (gráfica superior, elipse A (fig. 4-5)), y zona central (gráfica inferior, elipse C y E (fig. 4-5)); adyacente al río Zulia. Las curvas fueron calculadas usando un DEM de 30 metros de resolución.

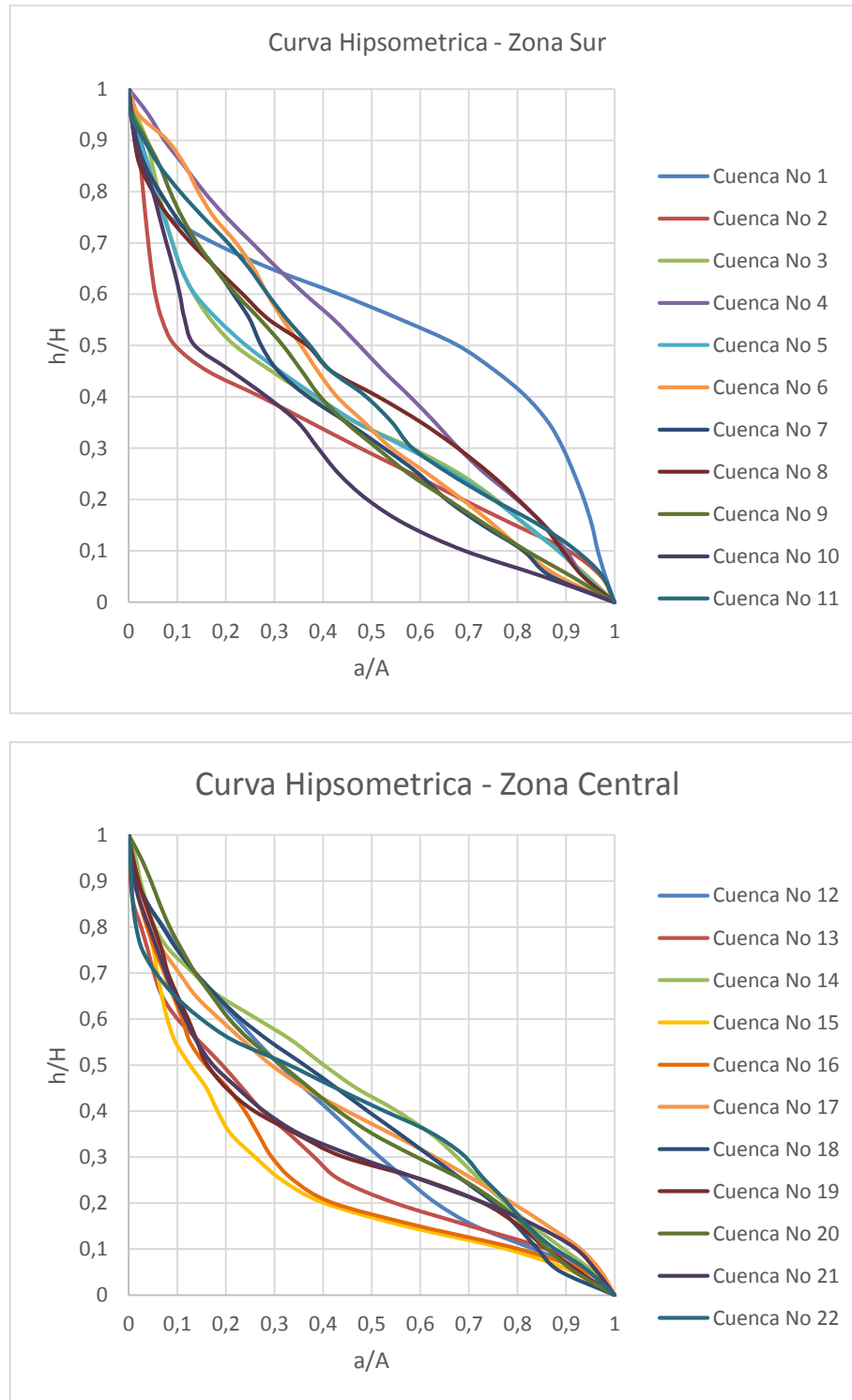
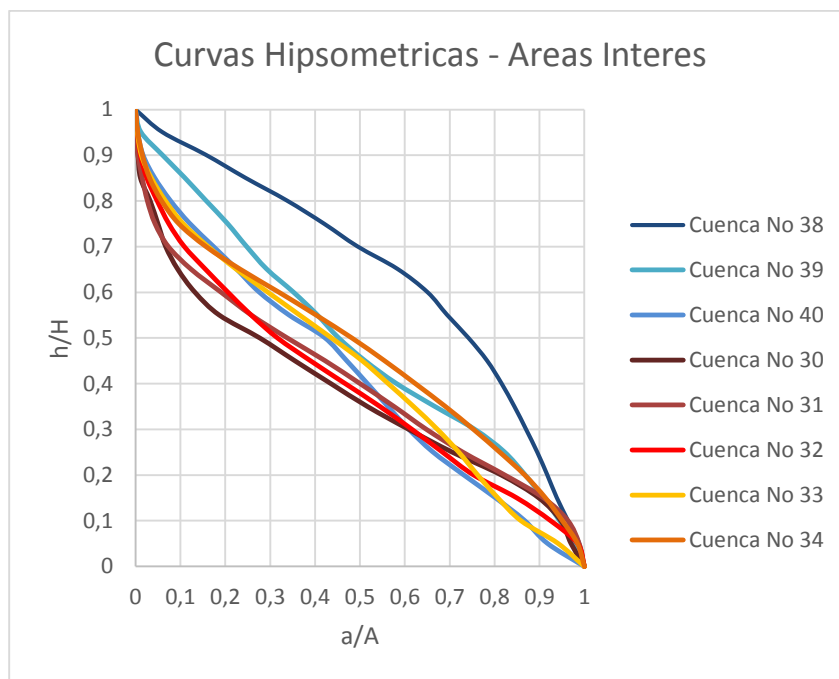


Figura 4-8: Comparación de curvas hipsométricas de los drenajes con mayor interés. Cuencas No 30, 31, 32, 33 y 34 (fig.4-5, D); 38, 39 y 40 (fig.4-5, B), ubicadas en el bloque colgante y yacente de la falla de Aguardiente.



En general, las cuencas ubicadas hacia el occidente y suroccidente de la zona de estudio presentan cuencas en estado “maduro”, o en forma de “S” (fig. 4-5, B y D; fig. 4-6), que indican la presencia de un equilibrio entre los procesos de ladera e incisión fluvial (e.g. Pérez-Peña et al., 2010; Scotti et al., 2014), evidenciados por valores IH [0.372 – 0.473] que definen paisajes moderadamente erodados. Las cuencas No 30 a 34 que presentan una forma en “S” de su curva tienen una tendencia convexa hacia la parte baja de sus curvas que como indica Giaconia et al., (2012) obedecen a procesos de rejuvenecimiento hacia la base del drenaje (fig. 4-8). Este rejuvenecimiento es causado por levantamiento superficial asociado a la falla Icuperena, esto indica una zona tectónicamente activa.

Las cuencas cóncavas observadas en la zona de estudio cubren de manera homogénea la franja dominada por el SFZ, esto conlleva a determinar el dominio de la incisión fluvial y transporte de sedimento, el paisaje altamente erodado, que presentan estas cuencas evidenciado con valores IH [0.265 – 0.365] apuntan a zonas relativamente inactivas tectónicamente. Sin embargo, es posible observar el mismo proceso de rejuvenecimiento hacia la base de sus curvas que da señales pequeñas de levantamientos superficiales quizás asociados al SFZ.

Es necesario aclarar que, dentro del análisis a cada cuenca involucrada en la zona de estudio, no fueron tenidas en cuenta cuencas de drenaje de primer y segundo orden con poco desarrollo de incisión y extensión. El caso más reconocido en la zona de estudio

yace sobre el bloque yacente de la falla de Aguardiente donde se conforma un escarpe estructural de una secuencia Paleógena-Neógena, esta disposición estructural influyó en el desarrollo de cuencas hidrográficas de menor orden, que constan principalmente de tramos rectos de poca fuerza erosiva que corren sobre extensos depósitos de coluviones sobre la base del escarpe.

4.2.5 Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf)

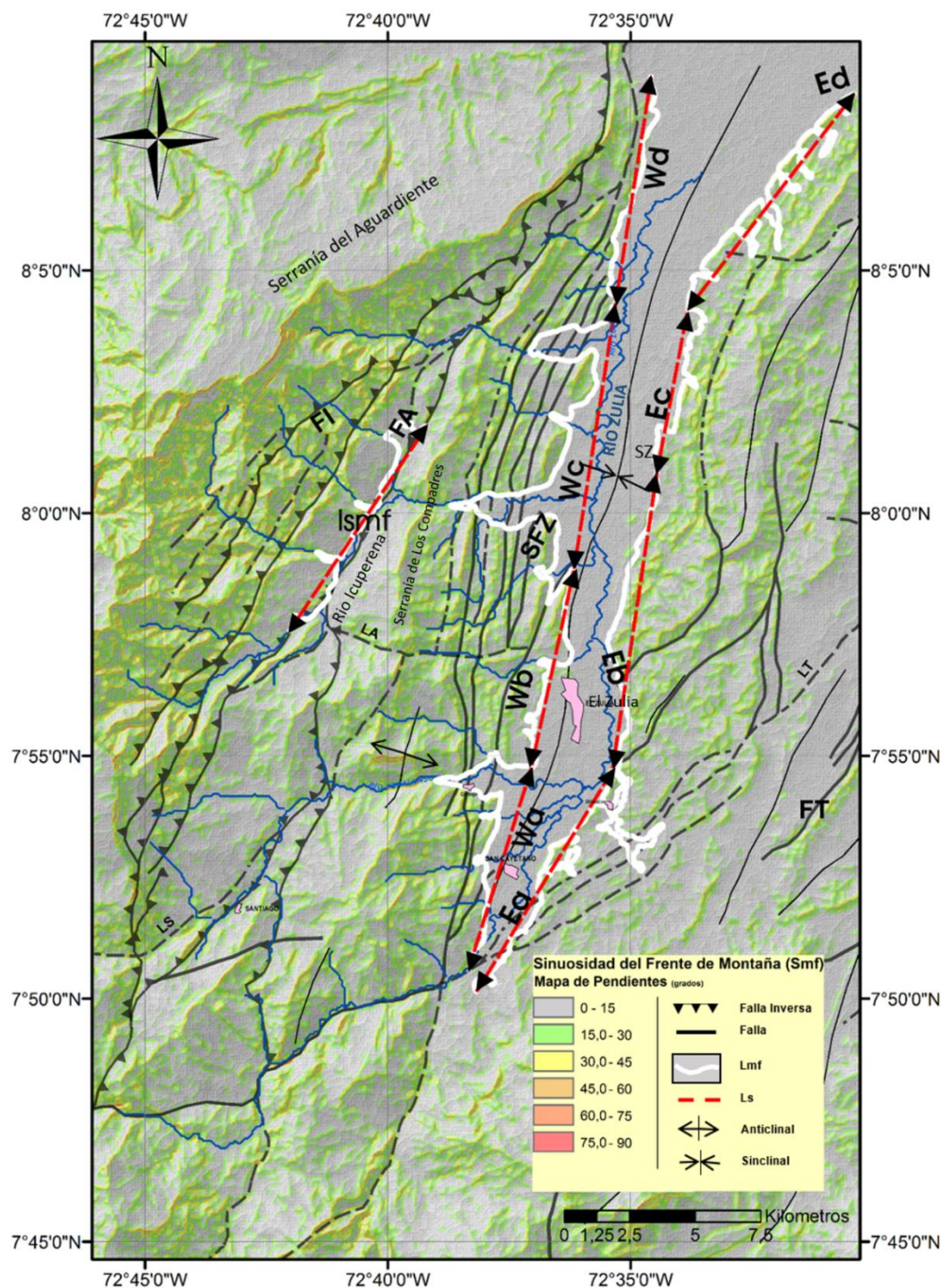
El índice de sinuosidad es medido de la misma manera para ríos meándricos (Bull, 2009). La sinuosidad de la unión entre la montaña y el piedemonte (**Smf**) es la relación de una medida longitudinal de la unión topográfica entre las montañas y el piedemonte (**Lmf**), y el largo de la estructura en línea recta (**Ls**) (Bull and McFadden 1977, Bull, 2009).

Tabla 4-4: Resultados de la aplicación del índice de Sinuosidad del frente de montaña (**Smf**) y las categorías aplicadas.

Calculo Sinuosidad del Frente de Montaña (Smf)				
Sitio	Lmf (mt)	Ls (mt)	Smf (mt)	Actividad Tectónica
Costado Este Tasajero	30213	25481	1,185707	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
Táchira Ricaurte	69257	38998	1,77591159	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Wa	16449	7867	2,09088598	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Wb	10757	7655	1,40522534	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
Wc	29348	10278	2,85541934	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Wd	10319	8700	1,18609195	[1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activos
Ea	17618	9836	1,79117527	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Eb	26555	11458	2,31759469	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Ec	9716	6313	1,53904641	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
Ed	30527	10304	2,96263587	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos
lsmf	15476	9327	1,65926879	(1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activos

Para la zona de estudio se calcularon once (11) valores de la sinuosidad del frente de montaña (tabla 4-4), los valores asociados a Costado Este-Tasajero y Táchira-Ricaurte son tomados como valores comparativos para los ubicados en el área de estudio, dichas zonas son influenciadas por la falla Tasajero y las fallas de Aguacalientes y Boconó que corren al oriente de la zona de estudio en zona fronteriza con la República Bolivariana de Venezuela.

Figura 4-9: Mapa de pendientes de la zona de estudio, Valle del Rio Zulia y Serranía Aguardiente. Se calcularon 9 frentes de montaña **Lmf** (Largo del frente de Montaña), y sus tramos rectos (**Ls**) para calcular el índice **Smf**. **SZ**: Sinclinal del Zulia, **AC**: Anticlinal de los Compadres, **FA**: Falla de Aguardiente, **FI**: Falla de Icuperena, **SFZ**: Sistema de Fallas del Zulia, **LT**: Lineamiento Tasajero, **LS**: Lineamiento Santiago, **LA**: Lineamiento Alejandra.



La clasificación que se usó para determinar el grado de actividad tectónica del frente montañoso es la definida por Bull (2009) donde se determina que: [1.0 - 1.5] Frente de montaña altamente activo, (1.5 – 3.0] Frente de montaña moderadamente activo, y (3.0 – 10 o más] Frente de montaña inactivo. En la figura 4-9 se muestra los segmentos usados en la zona de estudio para calcular la sinuosidad del frente de montaña, estos segmentos se encuentran plasmados sobre un mapa de pendientes para ilustrar las zonas donde se encuentran cambios topográficos abruptos y delimitar las zonas planas de las altas.

Las zonas denominadas como **Wa**, **Wb**, **Wc** y **Wd** son ubicadas en la unión del piedemonte con las montañas en el corredor del sistema de fallas del Zulia, mientras que las zonas **Ea**, **Eb**, **Ec** y **Ed** son las ubicadas en el costado oriental aguas abajo del río Zulia (fig. 4-9); el objetivo principal para segmentar el frente es identificar las diferencias entre tramos afectados por drenajes W-E con gran capacidad erosiva, de los drenajes de menor orden que nacen de la serranía de los Compadres. Finalmente la zona **Lsmf** se encuentra sobre una porción del valle del río Icuperena tratado en este trabajo como un frente montañoso.

El valor correspondiente a **Wd** se aproxima a valores alrededor de 1.0 que es asociado a frentes montañosos más activos (Rockwell et al, 1985; Keller, 1986; citado en El Hamdouni et al, 2008) este frente corresponde a la convergencia estructural de las fallas de Aguardiente y el sistema de fallas del Zulia y a la apertura del valle del río Zulia hacia el NE. Se observa que todos los segmentos **Wa**, **Wb**, **Wc** y **Wd** presentan un promedio de **S_{mf}** = 1.88440565, en contraste con los **Ea**, **Eb**, **Ec** y **Ed** con un promedio de **S_{mf}** = 2.15261306, lo cual indica que el frente afectado por el sistema de fallas del Zulia es activo respecto al flanco oriental del sinclinal del Zulia o del valle del río Zulia, el valor comparable de W_{abcd} con el costado oriental del cerro Tasajero y todo el frente montañoso del valle del Táchira sugieren que son valores cercanos y comparables debido a que presentan la mismas litologías.

4.2.6 Índice de Hack (SL)

El índice de gradiente (**SL**) puede ser medido sobre mapas topográficos, o fotografías aéreas usando métodos fotogramétricos (Hack, 1973), y sobre modelos digitales de elevación (DEM) (Ver numeral 3.1.5). El índice refleja el poder de la corriente o la competencia de la roca y es simplemente el producto de la pendiente del canal en un punto y el largo del canal medido, este a lo largo de la corriente más larga por encima del punto donde el cálculo es hecho (Hack 1973). Los cambios encontrados a lo largo del perfil corresponden a cambios en la litología y/o a la presencia de fallas (Shahzad & Gloaguen, 2011a). El análisis de los perfiles de las corrientes con el índice de Hack superpuesto, consiste en la búsqueda de anomalías o perturbaciones en el perfil que permitan identificar posibles eventos de tectónica reciente (Burbank & Anderson, 2001).

El análisis individual o en conjunto permite diferenciar zonas de actividad tectónica reciente (e.g. Troiani & Della Seta, 2008; Alipoor *et al.*, 2011; Shahzad & Gloaguen, 2011a; Mahmood & Gloaguen, 2012; Giaconia *et al.*, 2012; Selim *et al.*, 2013; Yildirim, 2014) o en detectar procesos de pendiente (e.g. resistencia a la erosión, flujos de tierra, caídas de roca, deslizamientos, etc.) (Troiani *et al.*, 2014). Altos valores del índice SL son indicativos para áreas tectónicamente activas sobre un tipo particular de roca (Keller & Pinter, 1996, 2002), rocas con alta resistencia a la erosión, o con puntos de quiebre migratorios debido a disminución del nivel base por eventos anteriores, si los dos últimos son descartados el índice SL puede ser usado como indicador de movimientos tectónicos verticales (Burbank & Anderson, 2001; Peters & Van Balen, 2007).

El cálculo del SL fue realizado cada 50 metros de altura usando el programa TecDEM 2.0 (Shahzad & Gloaguen, 2011a, 2011b) sobre un modelo digital de elevación (SRTM-DEM) de 90 metros de resolución. Veintiocho (28) drenajes fueron seleccionados para el cálculo del índice de Hack (Figura 4-10) basado en las siguientes razones: a) facilidad de la interfaz del usuario del programa TecDem a la hora de seleccionar los drenajes, b) utilizar drenajes de segundo y de tercer orden c) Drenajes compatibles con el análisis de perfil de corriente (*Ksn*). El índice SL fue plasmado con sus valores (gradiente-metro) en los tramos de cada corriente sobre el mapa geológico general de la zona de estudio para detectar controles en las anomalías relacionadas a la litología.

Un mapa de distribución SL fue realizado por el método de interpolación Kriging sencillo con el fin de obtener una distribución de los valores anómalos y restringir las áreas con mayores anomalías (fig. 4-11). Se observó que existe una distribución paralela de las anomalías altas sobre el corredor de las fallas de Aguardiente e Icuperena, esta distribución presenta los valores más altos sobre el bloque yacente de la falla Icuperena (fig. 4-11, B), la homogeneidad de la litología en la elipse **B** sugiere que esta anomalía se debe precisamente a actividad tectónica reciente y que encuentra una expresión notable en un contra-escarpe formado por la formación Aguardiente a lo largo de la traza de la falla Icuperena.

Se reconoce que los valores anómalos coinciden en algunos sectores con el contacto fallado de rocas del Precámbrico conocido como el complejo metamórfico de la Contenta (esquistos micáceos, paragneis, ortogneis) y la formación Aguardiente (bioesparitas arenosas, areniscas fosilíferas, cuarzoarenitas) (fig. 4-10; fig. 4-11, C; fig. 4-12, A, B). Sin embargo, la competencia de las dos unidades litológicas es similar debido a que las cuarzoarenitas son cementadas con sílice, lo cual implica que los valores anómalos encontrados pueden relacionarse a actividad tectónica reciente acumulada en la franja de las fallas Icuperena - Aguardiente.

Figura 4-10: Mapa de distribución SL (*Índice de Hack*) por los cauces de los drenajes usados y mapa geológico del área de estudio. Mapa con la numeración usada para los drenajes usados en el análisis (circulo amarillo). Esta superposición permite identificar señales asociadas a la competencia de la roca. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.

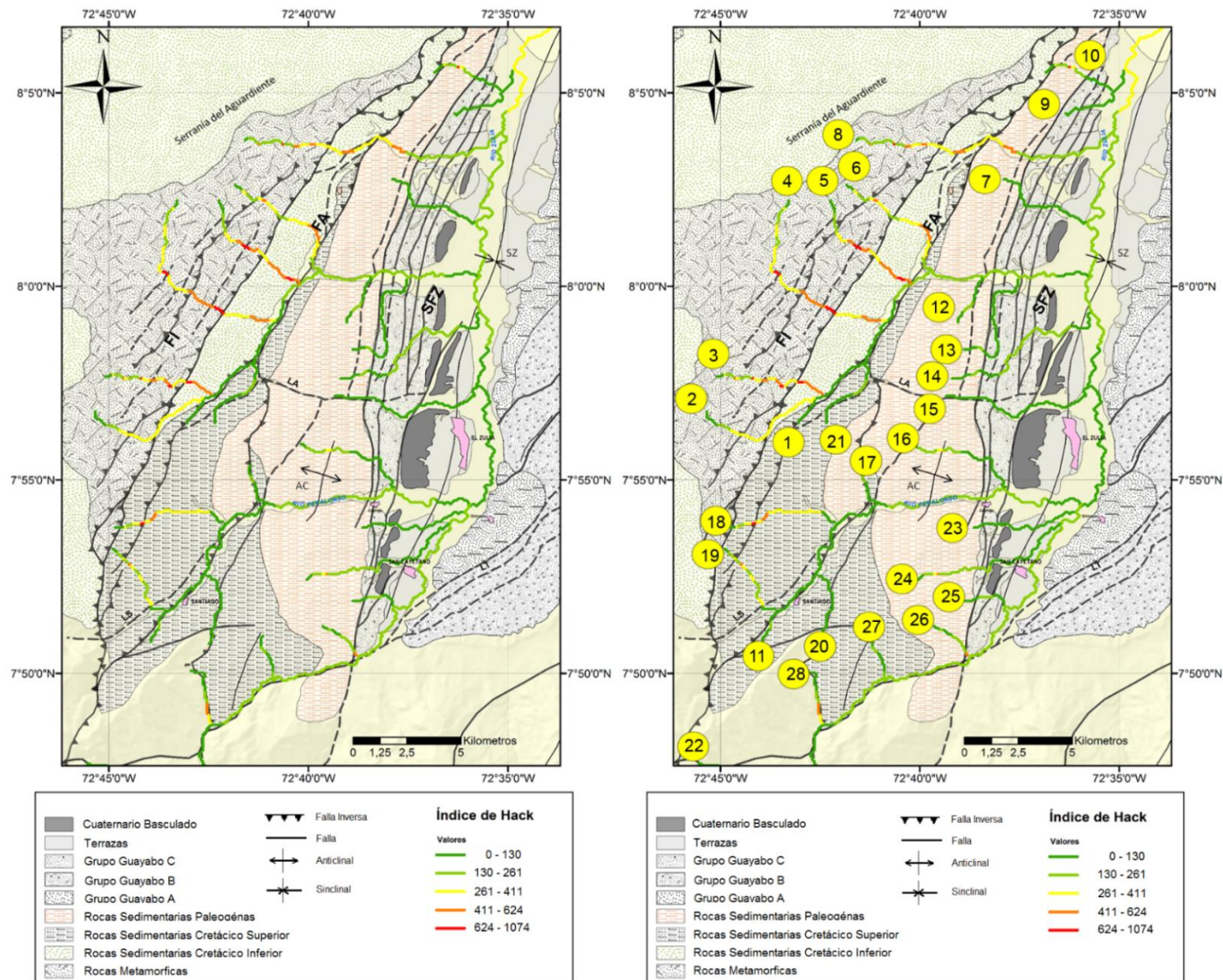


Figura 4-11: Mapa de distribución SL (Índice de Hack) y principales estructuras en la zona de estudio. Las áreas resaltadas (elipses) indican los valores más altos del índice SL, acumulados sobre la franja limitada por la falla de Icuperena y Aguardiente. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **AC:** Anticlinal de los Compadres, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia, **LT:** Lineamiento Tasajero, **LS:** Lineamiento Santiago, **LA:** Lineamiento Alejandra.

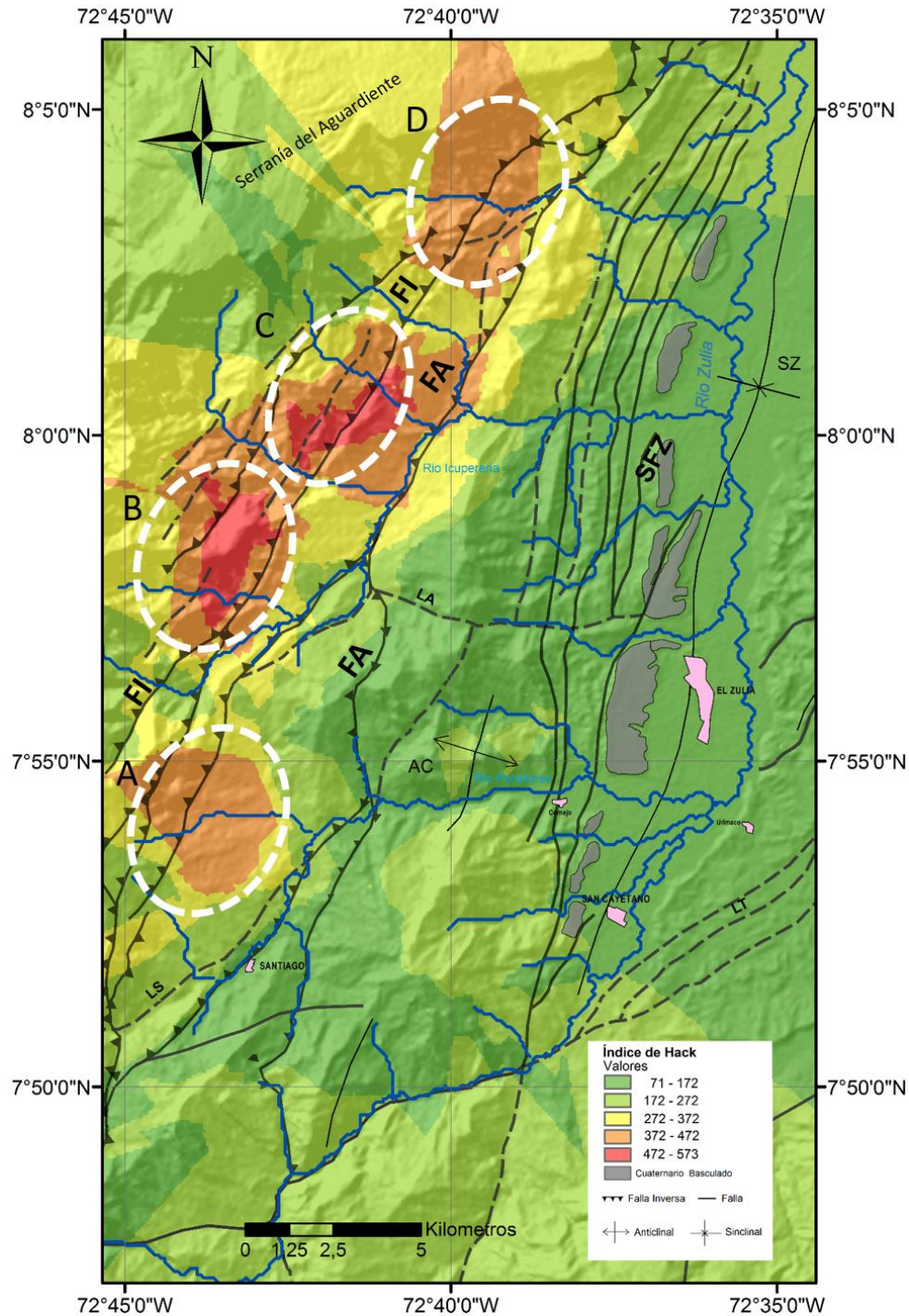


Figura 4-12: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio. A. Perfil corriente No 4 (Quebrada la Contenta). B. Corriente No 3 (Quebrada Pensilvania) C. Corriente No 2 (Quebrada Cuperena). D. Corriente No 5 (Quebrada Macanilla). Rasgos estructurales son identificados a lo largo de cada perfil para la identificación de posibles asociaciones con anomalías en el valor del índice SL.

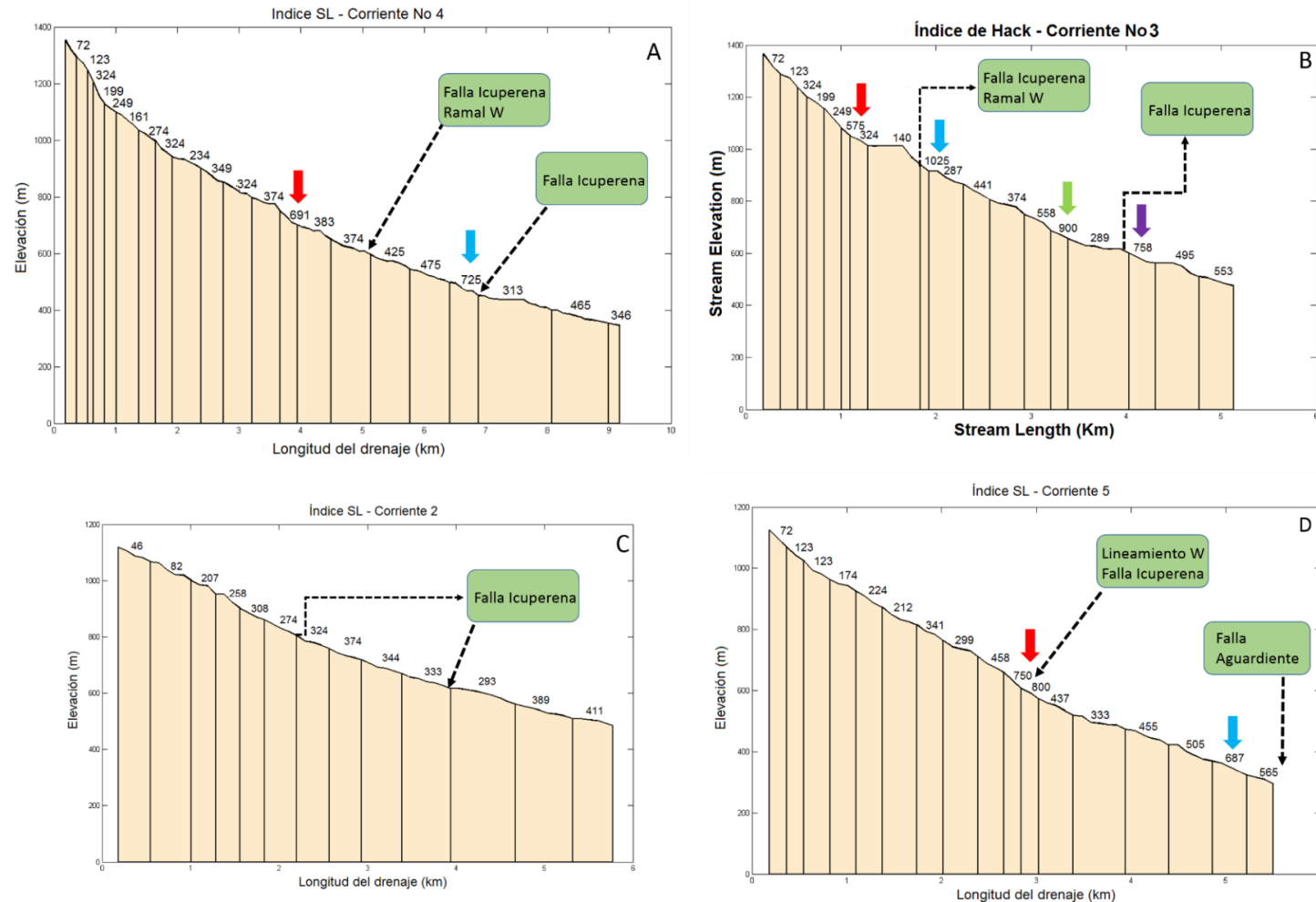


Figura 4-13: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio. **A.** Perfil corriente No 6 (Quebrada las Micas). **B.** Corriente No 8 (Quebrada Palmaro) **C.** Corriente No 18 (Quebrada la Estancia). **D.** Corriente No 19 (Quebrada la Centena). Rasgos estructurales son identificados a lo largo de cada perfil para la identificación de posibles asociaciones con anomalías en el valor del índice SL.

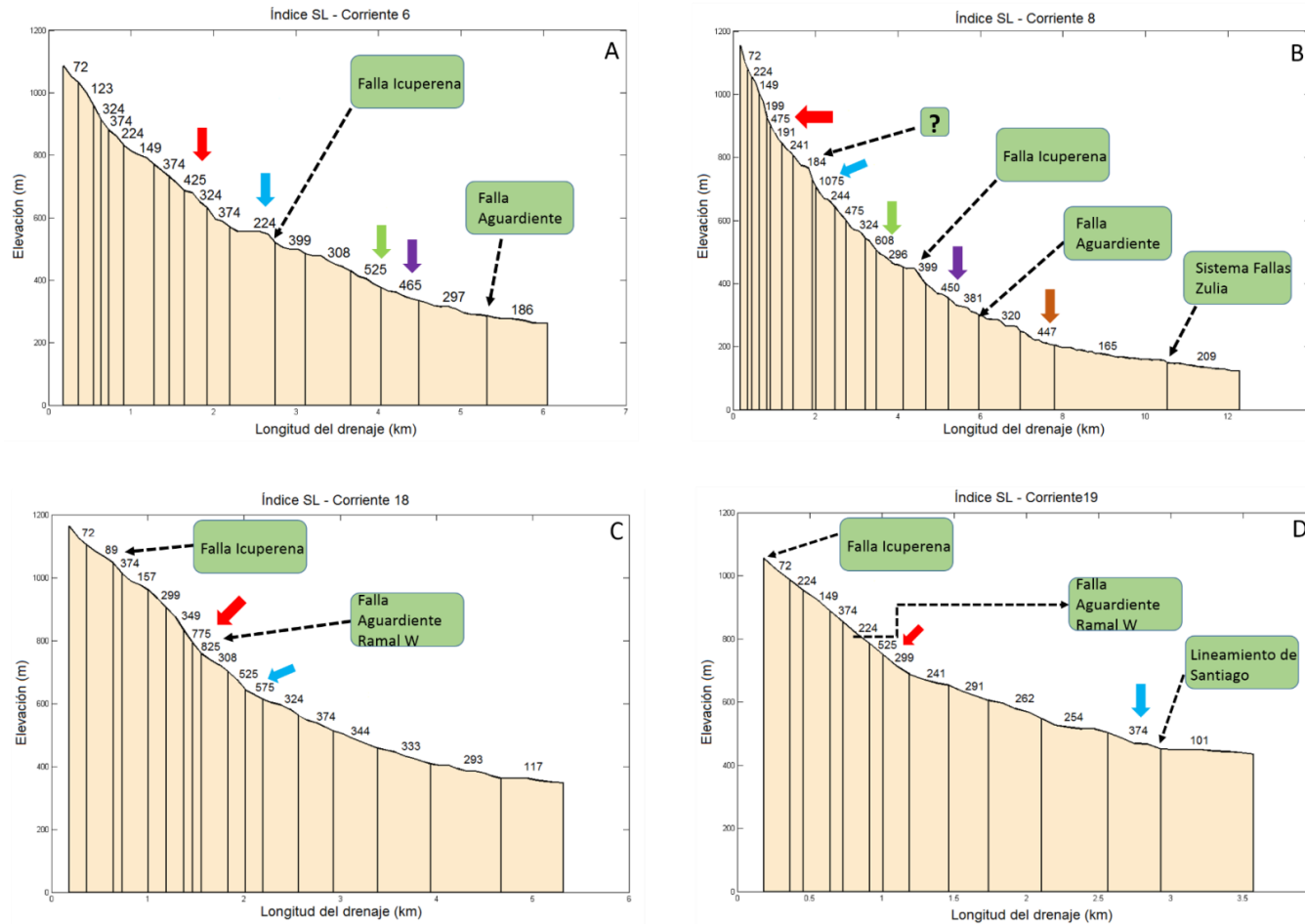
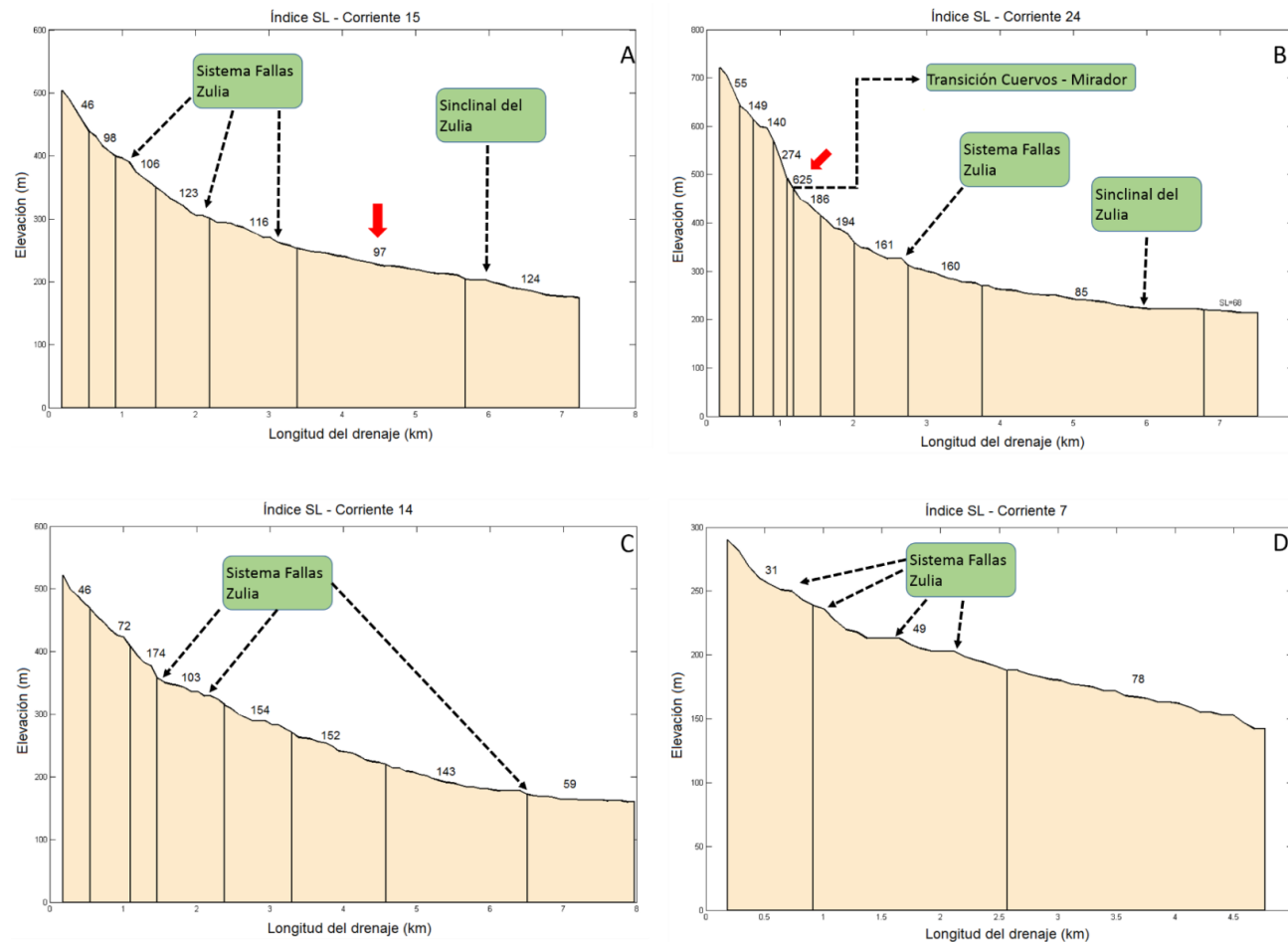


Figura 4-14: Índice SL y perfiles longitudinales de las corrientes implicadas en la zona de estudio. **A.** Perfil corriente No 15 (Quebrada la Alejandra). **B.** Corriente No 24 (Quebrada la Tablona). **C.** Corriente No 14 (Quebrada Gratamira). **D.** Corriente No 7 (Quebrada Yerbabuena). Rasgos estructurales son identificados a lo largo de cada perfil para la identificación de posibles asociaciones con anomalías en el valor del índice SL.



Geomorfológicamente como se ha descrito los drenajes que corren desde la serranía Aguardiente hacia el río Icuperena se constriñen cuando se encuentran con la formación Aguardiente (fig. 4-10, quebradas 3, 4, 5, 6 y 8) concentrando todo el caudal sobre el tramo que corre por esta formación aumentando su capacidad erosiva, lo que sugiere un aumento en el gradiente de la corriente, sin embargo observaciones realizadas muestran que la falla Icuperena (ramal de la falla de la Aguardiente) presenta evidencia de deformación frágil sobre el trazo de la falla, lo que indica que siendo un contacto fallado con dos litologías diferentes, las dos situaciones pueden estar influenciando los valores SL.

La zona sur presenta anomalías moderadas del índice SL que coincide con el trazo de una rama de la falla Icuperena hacia el SW (fig. 4-11). Por otro lado, individualmente el drenaje que cruza la misma zona (quebradas No 18 y 19) presenta un pico alto sobre el trazo de la falla (fig. 4-11), las formaciones asociadas a esta anomalía a lado y lado de la falla de occidente a oriente consisten en la formación La Luna, Colon, y Mito-Juan. Dichas formaciones consisten de lodolitas, shales y biomicritas que son consideradas como formaciones menos competentes o “suaves” que con valores altos de SL delimitan una zona con reciente actividad tectónica (Keller & Pinter, 1996, 2002) (fig. 4-10, fig. 4-11, fig. 4-13, C).

Hacia el norte por la franja entre la serranía del Aguardiente, falla Icuperena y Aguardiente se observa que una serie de anomalías (fig. 4-10, quebrada No 8) se distribuyen sobre tres litologías diferentes que pueden responder a los cambios entre competencias ya que rocas del precámbrico, cretácico y terciario se encuentran en contacto fallado (fig. 4-13, B). Sin embargo, las anomalías no se dan inmediatamente se cambia de unidad litológica lo cual deja dudas acerca de su origen, las porciones con anomalías sobre el complejo metamórfico de la Contenta pueden responder a cambios en los procesos erosivos debido a actividad tectónica reciente tal como se evaluó en las porciones más hacia el sur.

Variaciones en el índice SL en los perfiles de las corrientes que drenan desde de la serranía del Aguardiente hasta el río Icuperena son observados y analizados (figs. 4-10, 4-11, 4-12 y 4-13) sin embargo no existe alguna anomalía observable en el mapa de distribución de anomalías SL para los drenajes que van desde la serranía de los Compadres hacia el río Zulia (fig. 4-11) y solo valores bajos distribuidos por toda la zona de afectación del sistema de fallas del Zulia son observados. Individualmente cada corriente que drena en dirección oriental desde la serranía de los Compadres no sugiere algún tipo de actividad tectónica reciente, o esta anomalía es imperceptible al índice geomorfológico (fig. 4-10 y 4-14).

Sin embargo en el perfil de corriente de la figura 4-14 (quebrada No 24, B) se detectó un cambio brusco de pendiente asociado netamente a un cambio de litología de la formación cuervos a formación Mirador, este cambio consiste en un escarpe bien marcado de areniscas conglomeráticas, hacia la base de la formación Mirador, contrario a la litología de la formación cuervos que consiste en intercalaciones de lodolitas negras bituminosas,

areniscas y mantos de carbón. Este cambio litológico se detecta en el índice SL, e identifica cambios de litología de menor a mayor competencia.

En la figura 4-14 se agregan algunos perfiles de las corrientes hacia el norte del sistema de fallas del Zulia (quebradas No 7, 14 y 15) donde no se aprecia ninguna anomalía, la franja entre la serranía de los Compadres y el cuaternario basculado presenta una uniformidad que solo es alterada por cambios en la competencia de las unidades litológicas aflorantes en cada cuenca.

4.2.7 Análisis de perfiles de corrientes. Índice de Verticalidad (Ksn) y concavidad (θ_{ref})

Usando el programa TecDem 2.0 (Shahzad & Gloaguen, 2011,a,b) se visualizaron los perfiles de corriente de 28 drenajes tributarios que drenan en dirección W-E desde la Serranía de Aguardiente hacia el río Zulia, se construyeron curvas pendiente vs. Área para cada drenaje con el fin de determinar los puntos de quiebre (*knickpoints*) y se calcularon los índices de verticalidad normalizada (Ksn) (*steepness index*) para un índice de concavidad $\theta_{ref} = 0.45$, según la relación:

$$S = KsnA^{-\theta_{ref}} \quad (9)$$

donde S es la pendiente de la corriente y A es el área involucrada del drenaje. A partir del análisis de las curvas de pendiente se clasifica el tipo de quiebre de la pendiente (*slope-break knickpoint*) para determinar el tipo de morfologías asociadas a un proceso tectónico, resistencia de la roca o cambios transitorios fluviales (Wobus *et al.*, 2006; Whipple *et al.*, 2013). La ecuación 9 solo se mantiene para drenajes con área A mayor que el umbral crítico **Acr**, que cae en el rango de 0.01 Km² a 5 Km², interpretado como la transición entre topografía divergente (relieve joven) a convergente (relieve senil), lo cual determina el tipo de procesos geomorfológico dominante desde flujos de escombros a procesos fluviales (Tarboton *et al.*, 1989; Montgomery & Foufoula – Georgiou, 1993; citado en Wobus *et al.*, 2006).

Cabe señalar que los métodos para la interpretación tectónica de los perfiles de los ríos debe ser realizado con precaución y son herramientas de reconocimiento para medir tasas relativas de levantamiento de roca como lo indica Whipple *et al.* (2013), que además explica el núcleo de aquella limitación por el desconocimiento de las relaciones cuantitativas entre la verticalidad del canal y la tasa de levantamiento de roca, además no totalmente entendidas, que responden a varias condiciones transitorias.

Conociendo las limitaciones del análisis y la interpretación de los perfiles de corriente, al igual que con el índice de Hack – SL para el análisis de los perfiles de corriente se obtuvieron los parámetros de verticalidad normalizada (Ksn)(*steepness index*) y concavidad para las tendencias seleccionadas en cada perfil longitudinal de los 28 drenajes seleccionados (tabla 4-5). Así mismo en un reporte generado a partir del

programa TecDEM 2.0 se obtuvieron parámetros de verticalidad normalizada (K_{sn}) (*steepness index*) y concavidad (θ) promedio (tabla 4-6).

Tabla 4-5: Reporte de los principales parámetros encontrados en el análisis individual de los perfiles de las corrientes (quebradas) para los 28 drenajes de la zona de estudio usando TecDEM 2.0. Índices de verticalidad y concavidad.

Reporte TecDem Zona de Estudio				
Drenaje No	Segmento No	Intercepto	Concavidad	Steepness
1	1	589.261	7.84	76.64
1	2	55.662	0.89	90.06
1	3	26.780	0.57	37.88
1	4	135.548	1.96	111.50
2	1	145.906	2.29	177.15
2	2	73.235	1.16	180.73
3	1	174.019	2.72	200.78
3	2	210.287	3.17	183.29
4	1	174.859	2.65	203.96
4	2	50.672	0.83	190.56
4	3	357.521	4.88	154.74
5	1	-0.1167	0.09	209.71
5	2	236.727	3.48	196.86
6	1	233.864	3.54	195.10
6	2	252.715	3.62	155.49
7	1	108.556	1.79	33.38
7	2	169.122	2.66	31.68
8	1	207.244	3.05	167.64
8	2	532.180	7.21	85.61
9	1	454.746	7.05	23.24
9	2	908.396	12.95	20.73
10	1	327.793	4.89	167.06
11	1	129.154	1.91	44.72
11	2	82.630	1.29	41.63
11	3	696.887	8.85	43.37
11	4	0.9515	0.38	34.97
13	1	215.973	3.46	50.02
13	2	110.600	1.86	28.99
14	1	96.570	1.65	51.80
14	2	158.170	2.48	30.62
15	1	210.616	3.27	45.50
15	2	143.894	2.28	31.82
16	1	503.622	7.37	120.89
16	2	569.211	8.22	49.95
18	1	242.542	3.66	189.57
18	2	986.940	13.57	156.14
19	1	222.7845	32.57	243.63
19	2	3.130.544	42.46	241.29
20	1	234.594	3.56	43.66
20	2	353.766	5.25	37.50
21	1	-83.229	-1.04	73.41
21	2	256.018	3.78	80.72
22	1	162.184	2.45	41.87
22	2	255.483	3.66	16.92
22	3	381.850	5.16	37.81
22	4	471.474	6.07	39.58
23	1	266.553	4.31	21.92
23	2	158.019	2.65	14.70
24	1	292.702	4.38	98.93
24	2	347.165	5.15	43.61
24	3	416.083	6.11	21.22

Tabla 4-6: Reporte detallado del análisis de los perfiles de las corrientes (quebradas) para los 28 drenajes de la zona de estudio generado por el programa TecDEM 2.0. Índices de verticalidad y concavidad.

Reporte detallado del análisis de perfiles - TecDem 2.0	Datos
Total de drenajes estudiados:	28
Total de segmentos estudiados:	51
Segmentos máximos en un drenaje:	4
La menor concavidad en el área:	-1.035
La máxima concavidad en el área:	42,456
El mínimo <i>Steepness</i> en el área:	14,704
El máximo <i>Steepness</i> en el área:	243,635
Valor medio de la Concavidad para Ksn:	0.45

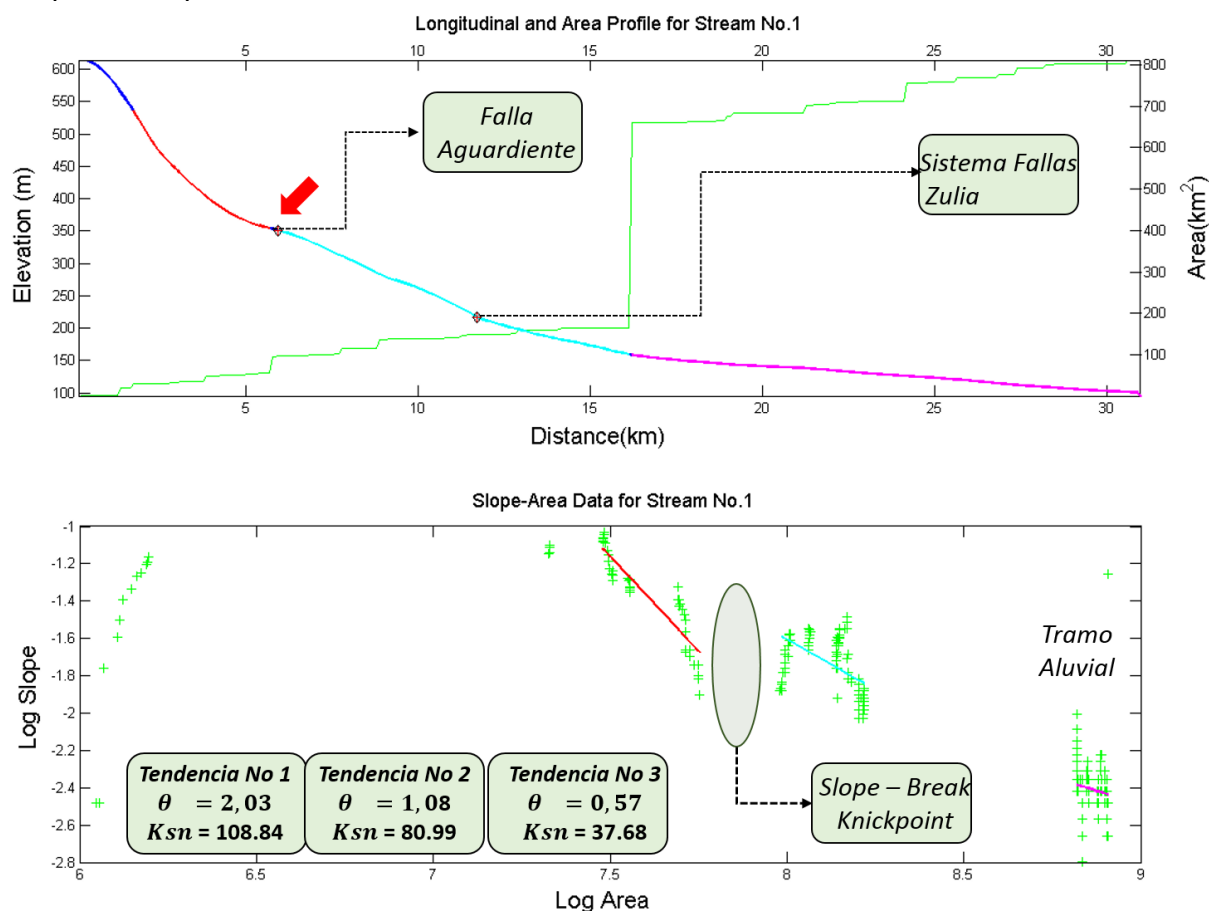
De los 28 drenajes seleccionados los drenajes que no cumplen con el umbral crítico de área (e.g. Regalla *et al.*, 2013) (**Acr**) son (fig. 4-20): 3, 5, 6, 7, 9, 10, 13, 6, 17, 18, 19, 21, 23, 25, 26, 27 y 28 para un total de 17 drenajes que no pueden ser analizados por este método. Los drenajes con mejores resultados por la experiencia de este trabajo son los drenajes con áreas bastante grandes que generalmente superan los 7 km de longitud en su perfil como: corriente 1 (fig. 4-15), corriente 4 (fig. 4-16), corriente 8 (fig. 4-17), corriente 11 (fig. 4-18) y 22 (fig. 4-19). Otros drenajes como el 6, 14 y 15 superan levemente el umbral crítico de área pero no permiten realizar un análisis adecuado de la pendiente, debido a que no se logra identificar puntos de quiebre.

En el programa TecDEM 2.0 a través de su interfaz de usuario se escogen los puntos de quiebre (*Knickpoints*) sobre el perfil longitudinal, posteriormente en las gráficas logarítmicas de la pendiente (*S*) contra el área del drenaje (*A*) se analizan los puntos y se marcan tendencias que automáticamente el programa guarda. El paso final consiste en generar la imagen con dos graficas: perfil longitudinal del drenaje y el perfil logarítmico (e.g. figs. 4-15, 4-16, 4-17, 4-18, 4-19 y 4-20) con sus respectivas tendencias (tablas 4-5 y 4-6). Para los seis drenajes analizados se encontraron diferentes resultados, y al igual que con el índice de Hack (**SL**) se colocaron los rasgos estructurales más prominentes en los perfiles longitudinales.

Varios puntos de quiebre (*knickpoints*) (fig. 4-20) fueron encontrados y se relacionan a cambios en las condiciones de equilibrio para cada perfil teniendo como base el mismo, así el límite migrante entre una región aguas abajo del punto de quiebre que se ajusta a un nuevo forzamiento (e.g. tectónica activa o clima o erosión) y regiones aguas arriba del punto de quiebre que retienen características de un estado preexistente (Whipple *et al.*, 2011, citado en Kirby & Whipple, 2012). Los puntos de quiebre (*knickpoints*) calculados para la zona de estudio muestran una coincidencia entre estos con los trazos principales de las fallas (fig. 4-20). Según Wobus *et al.*, (2006) puntos de quiebre a la misma altura concordantes sobre una zona de tendencia estructural indican diferencias espaciales abruptas en la tasa de levantamiento de roca, por lo tanto, se verificaron las alturas de

los puntos de quiebre encontrando las siguientes relaciones: a) Entre el drenaje 1 y 8 (fig. 4-15 y 4-17 respectivamente) los puntos de quiebre asociados pertenecientes al cruce de la falla de Aguardiente presentan la misma altura ~350 metros, b) En el drenaje 11 y 22 (fig. 4-18 y 4-19 respectivamente, el rango del punto de quiebre se encuentra entre 310 – 370 metros que concuerda con la transición de Formación Cuervos a Mirador, c) El sistema de fallas Zulia es identificado en una elevación ~300 metros de altura (fig. 4-18), d) Las elevaciones del punto de quiebre de la falla Icuperena para la quebrada la Contenta se encuentra ~550 metros (fig. 4-16).

Figura 4-15: Perfil longitudinal del río Icuperena-Zulia (Corriente No 1) (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (*knickpoints*) y posición espacial de los rasgos estructurales principales. Diagrama logarítmico de la pendiente versus el área de cada drenaje (abajo) con sus respectivas tendencias y valores correspondientes para los índices K_{sn} y θ . En el ovalo vertical se observa el espacio que permite identificar el tipo de punto de quiebre.

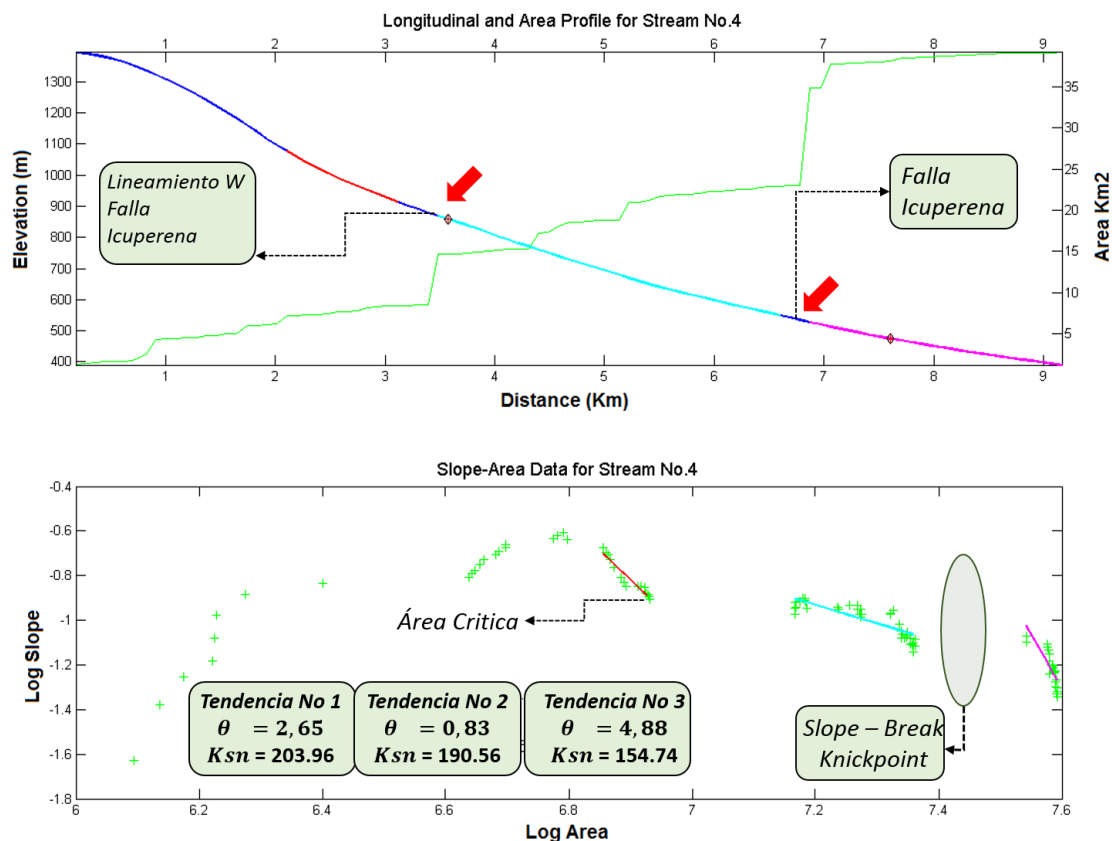


El tramo del río Icuperena hasta su conexión con el río Zulia es plasmado en la figura 4-15, el perfil longitudinal del drenaje muestra claramente un punto de quiebre donde las condiciones de equilibrio cambiaron, la posición de este punto coincide con un tramo concordante entre la falla de Aguardiente y el río Icuperena, pero a su vez es un contacto litológico entre unidades del cretácico inferior (Formación Aguardiente, Formación Cogollo) con rocas del cretácico superior (Formación La Luna, Mito - Juan).

En el análisis efectuado a la gráfica logarítmica (fig. 4-15) es posible diferenciar que se trata de un *slope-break knickpoint* que puede ser móvil o anclado según lo define Haviv et al. (2010) (citado en Whipple et al., 2013), para definir el tipo de punto de quiebre se realizan las siguientes consideraciones:

- El río Icuperena corre por un contacto litológico ocasionado por la falla de Aguardiente.
- Presenta una llanura aluvial pequeña en la cual basa su cauce.
- Los depósitos sedimentarios asociados al río Icuperena no son espesos, lo que clasifica al río como uno “sobre lecho de roca” (*bedrock channel*).

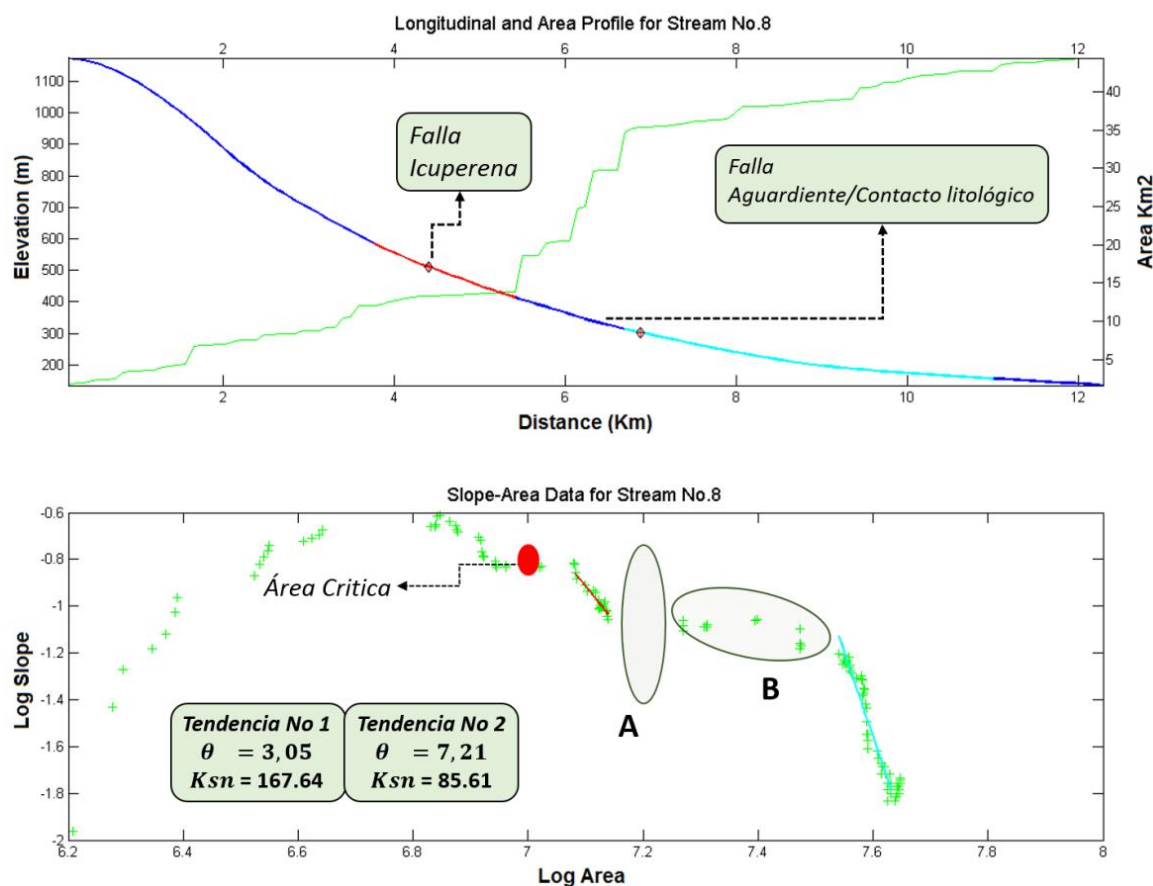
Figura 4-16: Perfil longitudinal de la quebrada la Contenta (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (*knickpoints*) y posición espacial de los rasgos estructurales principales. Diagrama logarítmico de la pendiente versus el área de cada drenaje (abajo) con sus respectivas tendencias y valores correspondientes para los índices K_{sn} y θ . En el ovalo vertical se observa el espacio que permite identificar el tipo de punto de quiebre.



Se puede observar un índice de verticalidad (K_{sn}) que disminuye en dirección aguas abajo de 108.84 a 37.68, este último valor se asocia al tramo aluvial del segmento analizado en el río Zulia. El tramo intermedio con un valor $K_{sn} = 80.99$ marca un cambio de pendiente de mayor a menor en sentido aguas abajo indica una disminución en el gradiente o tasa de incisión del río (Whipple et al, 2013). Esta incisión ocurre sobre la competencia entre diferentes tipos de roca, las unidades en contacto son: lodolitas

negras con pequeñas intercalaciones de arenitas cuarzosas y margas de la Formación Cogollo, y biomicritas, shale y lodolitas negras de la Formación La Luna y Mito – Juan, que no son rocas de resistencia alta (e.g. cuarzoarenitas, bioesparitas, cuarcitas, entre otras) exceptuando las margas que pueden generar una ventaja respecto a las demás litologías.

Figura 4-17: Perfil longitudinal de la quebrada Palmaro (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (*knickpoints*) y posición espacial de los rasgos estructurales principales. Diagrama logarítmico de la pendiente versus el área de cada drenaje (abajo) con sus respectivas tendencias y valores correspondientes para los índices K_{sn} y θ . **A.** Ovalo vertical correspondiente a un *slope-break knickpoint*? **B.** Tramo de puntos dispersos asociados a un cambio transicional fuerte por el cierre de la cuenca Palmaro.



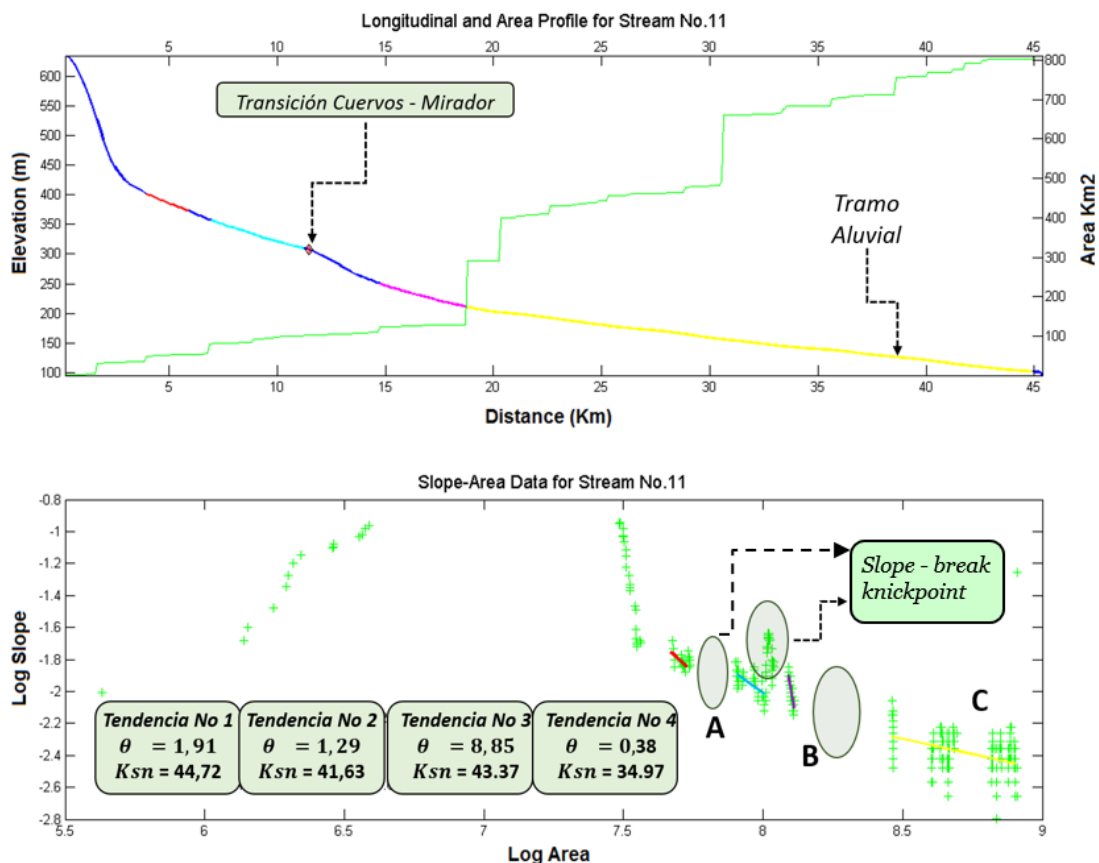
Por otra parte, el índice de concavidad (θ) (fig. 4-15) para cada segmento (2.03, 1.08, 0.57) es alto respecto al de referencia ($\theta_{ref} = 0.45$), sin embargo los valores de concavidad no son tenidos en cuenta debido a que bajo condiciones de equilibrio de un canal son consideradas independientes del clima, la litología y la tectónica (Wobus *et al.*, 2006; Whipple *et al.*, 2013). El análisis a partir de la litología, señala la presencia de rocas más competentes que puedan cambiar las condiciones de equilibrio aguas arriba y aguas abajo del punto de quiebre, conformando cascadas de poco metros de altitud modificando la capacidad erosiva del curso de agua. Estas características no fueron observadas en el área señalada con el punto de quiebre y al contrario el curso de río va

con el rumbo de las capas en un contacto fallado, y el trazo de la falla corre principalmente por el contacto de rocas de baja competencia.

Sumado a lo anterior, el análisis realizado a las elevaciones de los puntos de quiebre se determina que los puntos de quiebre asociados a la falla de Aguardiente (figs. 4-15 y 4-17), como es el caso actual, pueden ser la respuesta a un levantamiento uniforme sobre el tramo donde ocurre el trazo de la falla Aguardiente.

La quebrada la Contenta (fig. 4-16) presenta dos tendencias en su índice de verticalidad normalizada ($K_{sn} = 190.56$, $K_{sn} = 154.74$), en la gráfica de la Pendiente (S) vs Área (A) se puede observar una tendencia No 1 que no es tenida en cuenta debido a que se encuentra dentro del rango (**Acr**) del área crítica. Como se observó en el primer perfil analizado existe un decrecimiento de la pendiente aguas abajo del punto de quiebre (coincidente con la falla Icuperena), sin embargo cabe señalar que dicho punto de quiebre no es posible diferenciar morfológicamente sobre el perfil longitudinal, y solo es detectado con la gráfica logarítmica.

Figura 4-18: Perfil longitudinal del río Peralonso – Zulia (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (*knickpoints*) y posición espacial de los rasgos estructurales principales. Diagrama logarítmico de la pendiente versus el área de cada drenaje (abajo) con sus respectivas tendencias y valores correspondientes para los índices K_{sn} y θ . **A y B.** Ovalo vertical correspondiente a un *slope-break knickpoint*. **C.** Tramo aluvial identificado en el diagrama correspondiente al río Zulia. El punto de quiebre como *vertical step knickpoint* se encuentra en duda debido a la nube de puntos.



El índice de concavidad para la quebrada la Contenta (Fig. 4-16) aumenta estrepitosamente tomando valores altos sobre el segmento final del perfil longitudinal del río. Los valores del índice K_{sn} se encuentran dentro del rango de mayor verticalidad y se distribuye sobre el complejo metamórfico de la Contenta con rocas en su mayoría con mayor resistencia a la erosión, lo cual de primer plano podría sugerirse que los valores altos se debe a una pendiente mayor del río. El valor más bajo aguas abajo del punto de quiebre sugiere un cambio en el régimen erosivo (decrecimiento), esto coincide con dos factores: a) trazo de la falla de Icuperena, b) cambio litológico a una unidad sedimentaria (Formación Aguardiente). Como se discutió con anterioridad la competencia de las rocas de la Formación Aguardiente (Cuarzoarenitas, bioesparitas) es similar a las rocas del complejo metamórfico, la dualidad del contacto tanto litológico como fallado sugiere que puede ser un factor importante que afecta el índice de verticalidad (K_{sn}) aguas abajo y aguas arriba de esta condición. La transición entre la Formación Cuervos y Formación Mirador consiste en un escarpe bien marcado de areniscas conglomeráticas hacia la base de la formación Mirador (figs. 4-18 y 4-19), contrario a la litología de la formación cuervos que consiste en intercalaciones de lodolitas negras bituminosas, areniscas y mantos de carbón.

Figura 4-19: Perfil longitudinal del río Salazar – Zulia (arriba) con la distribución de los puntos de quiebre (*knickpoints*) y posición espacial de los rasgos estructurales principales. Diagrama logarítmico de la pendiente versus el área de cada drenaje (abajo) con sus respectivas tendencias y valores correspondientes para los índices K_{sn} y θ . **A, B y C.** Ovalo vertical correspondiente a un *slope-break knickpoint*.

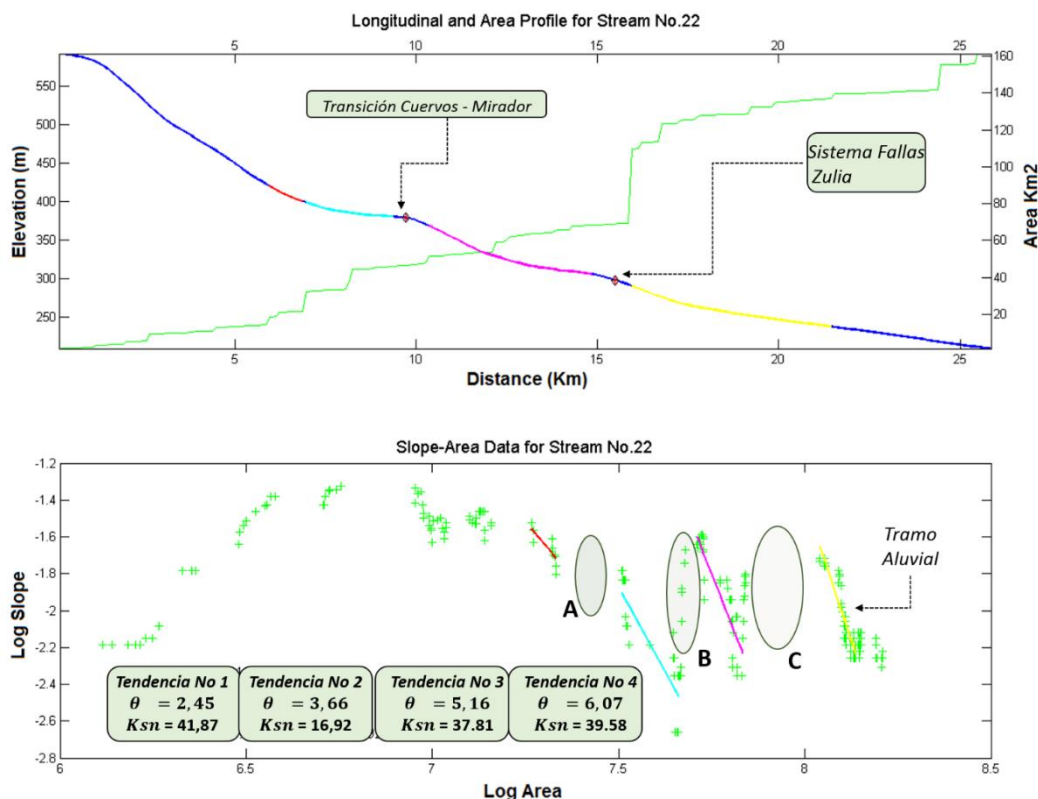
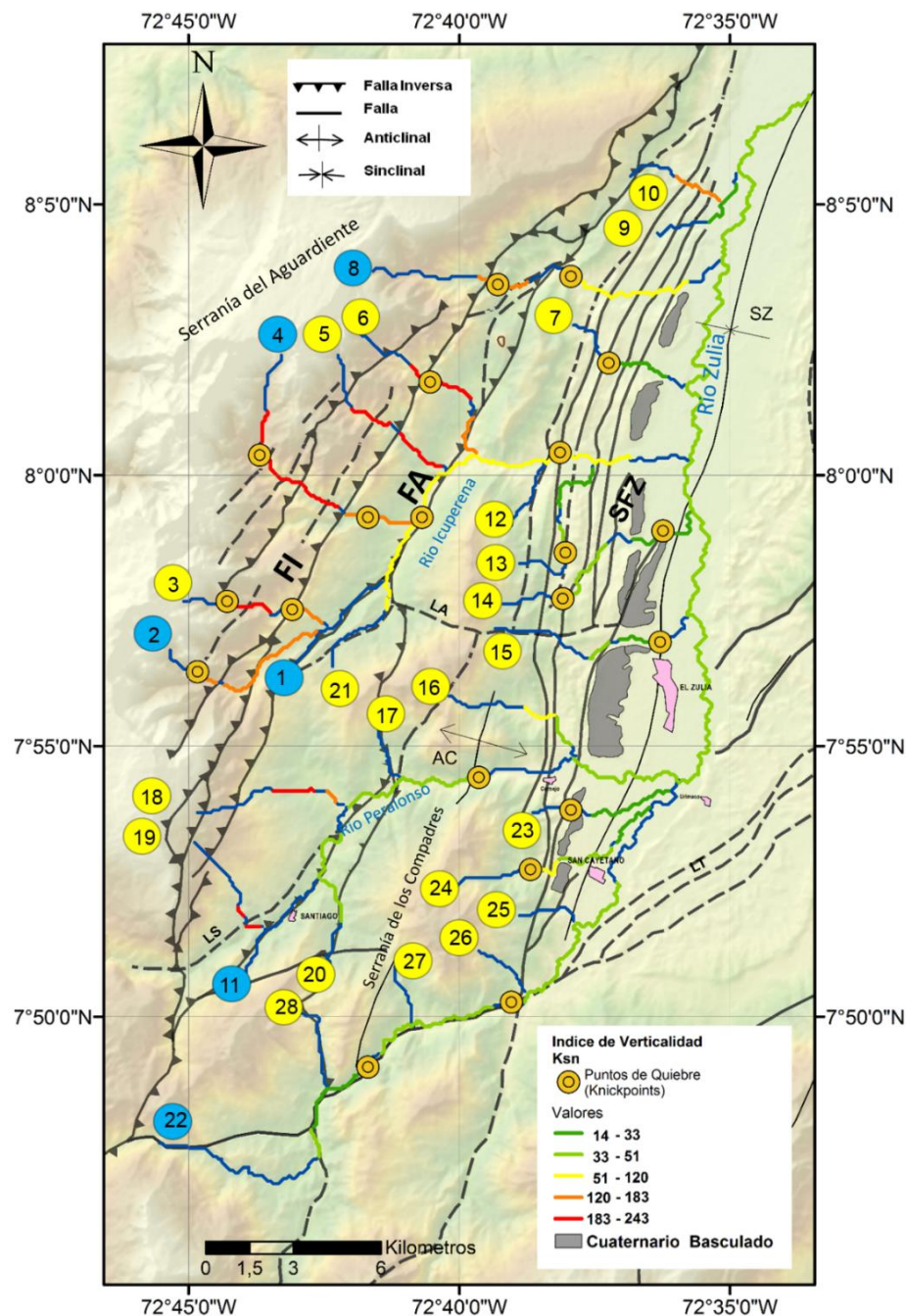


Figura 4-20: Mapa de distribución del índice de Verticalidad normalizado (K_{sn}), puntos de quiebre (*Knickpoints*) para los cauces de los drenajes usados y principales estructuras del área de estudio. En círculo azul se encuentran los drenajes sin restricción en el umbral de área **Acr**. **SZ**: Sinclinal del Zulia, **AC**: Anticlinal de los Compadres, **FA**: Falla de Aguardiente, **FI**: Falla de Icuperena, **SFZ**: Sistema de Fallas del Zulia, **LT**: Lineamiento Tasajero, **LS**: Lineamiento Santiago, **LA**: Lineamiento Alejandra.



Este cambio litológico se detecta también en el índice SL, e identifica cambios de litología de menor a mayor competencia. Se define así que el tipo de punto de quiebre asociado a este cambio litológico es un *slope break knickpoint* de tipo anclado siguiendo la descripción observada en Whipple (2013) donde la yuxtaposición de dos litologías diferentes donde la transición requiere de pendiente de equilibrio altas (Whipple, 2013), esto es claramente observado en el drenaje río Peralonso – Zulia (Figura 4-18) y la corriente río Salazar – Zulia (fig. 4-19). En la figura 4-19 además es observado otro punto de quiebre (*knickpoint*) donde aguas abajo del quiebre aumenta ligeramente la pendiente asociada, en la gráfica logarítmica de pendiente (S) vs Área (A) es posible identificar el tipo de morfología del punto de quiebre como un *slope break knickpoint*.

La naturaleza móvil o anclada de este punto de quiebre presenta las siguientes consideraciones: a) Cambio litológico entre formaciones sedimentarias (Formación León y Grupo Guayabo), b) Trazo sur del Sistema de fallas Zulia (fig. 4-19, c) Cambio posterior al punto de quiebre de un régimen de río sobre lecho de roca (*Bedrock channel*) a un sistema aluvial. De la primera consideración se descarta el origen de dicha señal ya que este cambio entre formaciones sedimentarias fue observado regionalmente como transicional, lo cual descarta un cambio litológico abrupto. El numeral c de la figura 4-19, podría indicar un cambio en la dinámica del drenaje, sin embargo, revisando la morfología del canal este cambio se da 3 kilómetros aguas abajo del punto de quiebre, lo que descarta un cambio de la dinámica fluvial. El origen de la señal en la gráfica logarítmica apunta a una perturbación de origen tectónico, sin llegar a discriminar un origen climático.

Por último, los drenajes que cruzan la zona de deformación de los depósitos cuaternarios (deformados con una tendencia hacia el oriente) no es posible evaluarlos ya que no superan el área crítica (A_{cr}) para el análisis. Su análisis solo permite diferenciar procesos de pendiente (*hillslope processes*) y depósitos de flujos de escombros que modifican la forma del canal. La herramienta dejó un vacío de información debido a sus restricciones técnicas, la única información se restringe al cuaternario deformado (motivación del presente estudio). Solo tres puntos de quiebre son discernidos como posibles efectos de un levantamiento uniforme, los puntos asociados a la Falla de Aguardiente concuerdan con lo mostrado en otros índices aplicados para este estudio, y sugieren una zona con un levantamiento constante asociado a una falla inversa que cabalga unidades cretácicas inferiores, y un bloque rígido sugerido como las rocas del complejo metamórfico de la Contenta, que empujan unidades más recientes (terciario y cuaternario) plegándolas, como efecto de esta deformación se observa una serie de pliegues en sentido occidente-orientado que comienza con el sinclinal del Zulia, y termina en el cerro Tasajero.

4.3 Análisis geológico estructural

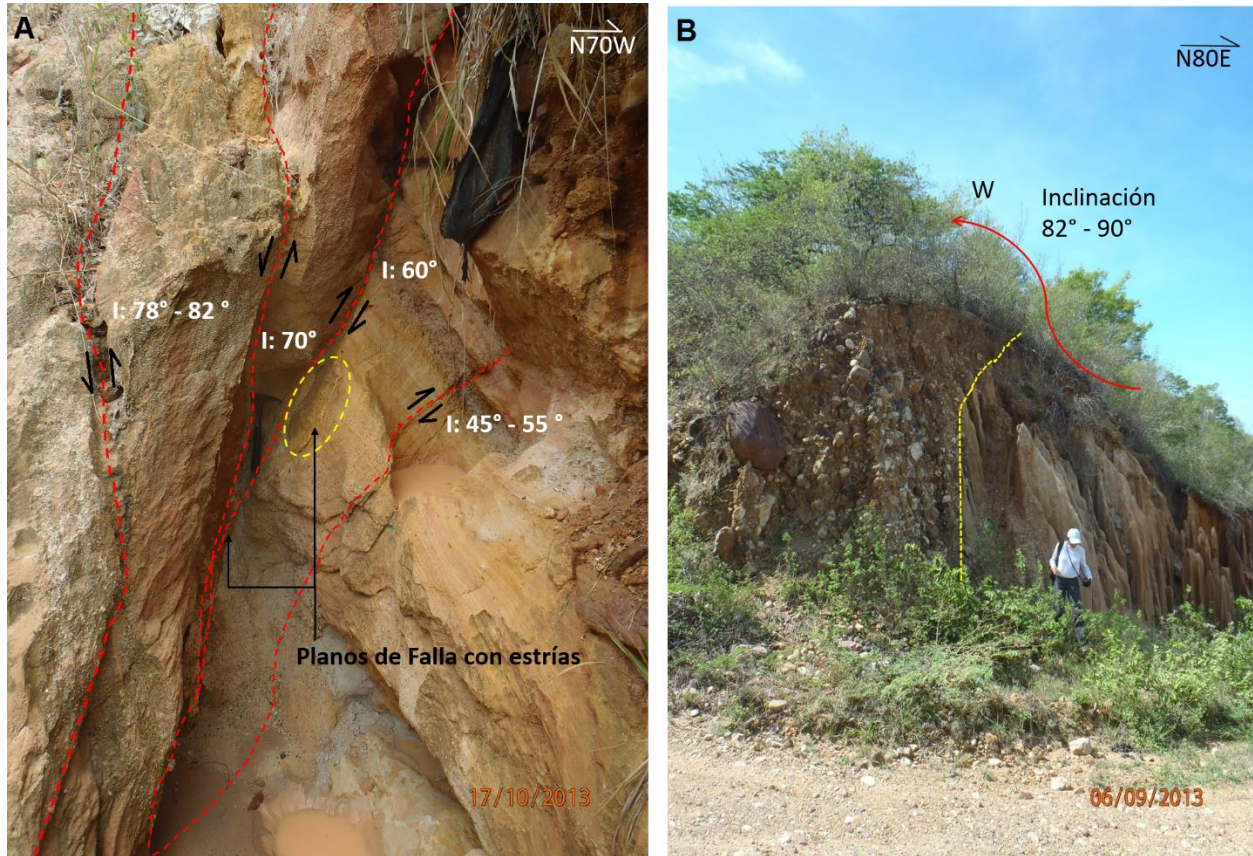
A partir de los datos estructurales obtenidos dentro de la elaboración de la cartografía geológica de las planchas 87 y 88 a escala 1:100.000, donde el Servicio Geológico Colombiano permitió el uso de estos, se realizó la interpretación estructural de tres

secciones dentro de la zona de estudio (figs. 4-22 y 4-23). La técnica usada fue el método de Busk para mantener el espesor de las unidades en cada sección, sin embargo las unidades espacialmente hacia el norte pierden espesor por el estado elevado de compresión.

Los cortes se presentan hasta 500 metros por debajo del nivel mar, no se tuvo en cuenta profundidades mayores debido a falta de información del subsuelo, sin embargo los datos de campo son consistentes con las observaciones y litologías implicadas. Se observa en general que las tres secciones implican fallas de tipo inverso de diversos ángulos con vergencia hacia el este, deformación dúctil y frágil (fig. 4-21) es observada en las tres secciones realizadas. Realizando los análisis en sentido NE se observan las siguientes características (fig. 4-23):

- El sinclinal del Zulia ubicado al este de todas las secciones muestra diferentes geometrías que responden a los diferentes niveles de compresión. El corte CC' muestra un anticlinal amplio asimétrico con su flanco occidental verticalizado por el sistema de fallas del Zulia. El corte BB' indica un pliegue ligeramente apretado asimétrico con flancos de diferentes ángulos siendo mayor el occidental. El corte AA' el flanco occidental presenta un mayor ángulo y una vergencia de su eje axial hacia el este, mostrando un pliegue asimétrico inclinado. El plano axial en los tres cortes del sinclinal del Zulia se distribuyen espacialmente en diferentes posiciones, por lo tanto, su geometría planimétricamente difiere mostrando un patrón sinuoso.
- El sistema de fallas del Zulia (SFZ) es un conjunto de fallas subverticales a verticales (rango de 70° a 85°) (fig. 4-21) las cuales afectan principalmente rocas del neógeno (Grupo Guayabo). El número de fallas del sistema aumenta hacia el NE donde se encuentra estructuralmente la mayor compresión. Algunas fallas corresponden a un fenómeno denominado fallas flexo- deslizantes que ocurren por los planos de estratificación de rocas del neógeno, el *rake* (también *pitch*) medido sobre los planos de fallas se ubican entre los 87° a 89° para los diferentes planos de falla (fig. 4-21) lo que indica un movimiento flexo-deslizante vertical. Suprayaciendo estas unidades es común encontrar la franja de terrazas deformadas principalmente hacia el SE (figs. 4-22 y 4-23) origen del presente estudio.

Figura 4-21: La deformación sobre el Grupo Guayabo (Tmg3) y el efecto sobre depósitos de Terraza. **A.** Zona de falla asociada al Sistema de Fallas del Zulia (SFZ), en el sector de la vereda Astilleros (vía el Zulia - Sardinata). **B.** Depósitos de terraza deformadas en dirección hacia el W (flecha roja), en el sector de Piedras, hacia el SW del municipio del Zulia.



- La serranía de los Compadres comprende el flanco oriental de un anticlinal (Corte CC'), anticlinal y sinclinal (Corte BB'), y capas invertidas en buzamientos altos y fallados (Corte AA') (fig. 4-23). Estos pliegues son fallados dentro del área de influencia de las fallas de Aguardiente y el SFZ. Las unidades cronológicamente más jóvenes (Rocas Paleógenas) se encuentran hacia el tope del anticlinal, y por efectos de la erosión conforman un escarpe estructural al occidente y un plano estructural con sentido de buzamiento hacia el este. Las unidades del cretácico superior se encuentran hacia el occidente del plegamiento.
- La falla de Aguardiente coloca en contacto formaciones del cretácico inferior (Fm. Aguardiente, Fm. Cogollo) con unidades del cretácico superior (Fm. Luna, Fm. Colon, Fm. Mito - Juan). Desde la falla de Aguardiente hacia el occidente la inclinación del plano de fallas aumenta, a excepción de los planos de falla del SFZ, los planos de falla observados en la zona presentan altos grado de inclinación (rango 65° - 75°) hacia el oeste (fig. 4-23).

Figura 4-22: Mapa geológico generalizado de la zona de estudio sobre DEM – 30m y sus principales estructuras geológicas. **SFZ**= Sistema Fallas del Zulia, **FA** = Falla Aguardiente, **FI** = Falla Icuperena, **SZ** = Sinclinal del Zulia, **AC** = Anticlinal de los Compadres, **LT** = Lineamiento Tasajero, **LA** = Lineamiento Alejandra.

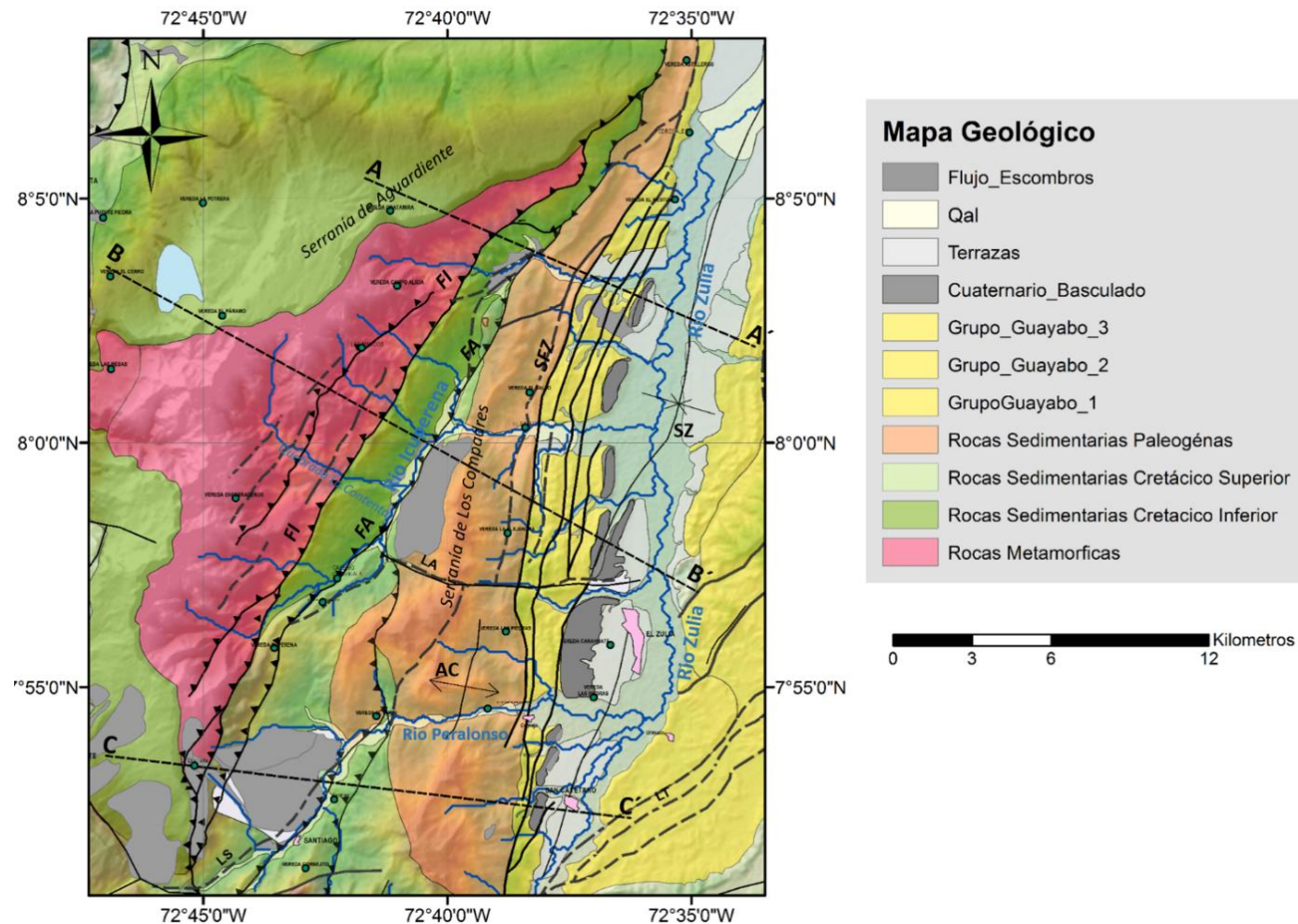


Figura 4-23: Secciones estructurales de la zona de estudio. Ubicación espacial de las unidades en la zona de estudio. **SZ:** Sinclinal del Zulia, **SC:** Serranía de los Compadres, **SA:** Serranía de Aguardiente, **FA:** Falla de Aguardiente, **FI:** Falla de Icuperena, **SFZ:** Sistema de Fallas del Zulia.

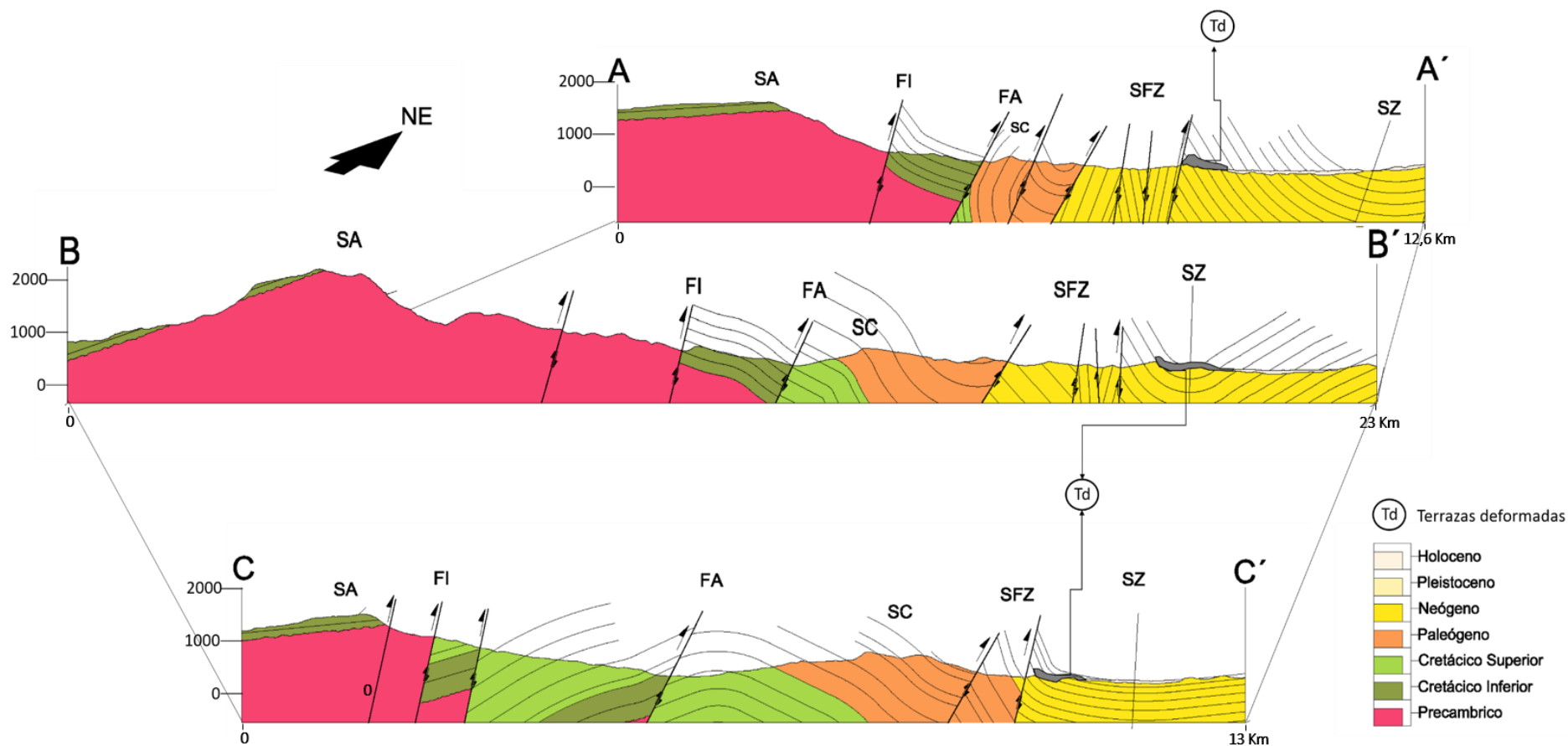


Figura 4-24: Terrazas deformadas por el SFZ. **A.** Panorámica tomada sobre la margen derecha aguas debajo de la Quebrada El Palmaro, la cual desemboca al Río Zulia. Se observa una sucesión de depósitos sedimentarios cuaternarios deformados con estructuras en forma de canal anómalas, vista hacia el sur. **B.** El SFZ corre por el costado izquierdo de la fotografía sobre el valle de un drenaje tributario de la Quebrada la Tablona (flechas amarillas). La deformación de los depósitos se incrementa hacia el NE hacia la zona de mayor deformación (Sección AA').

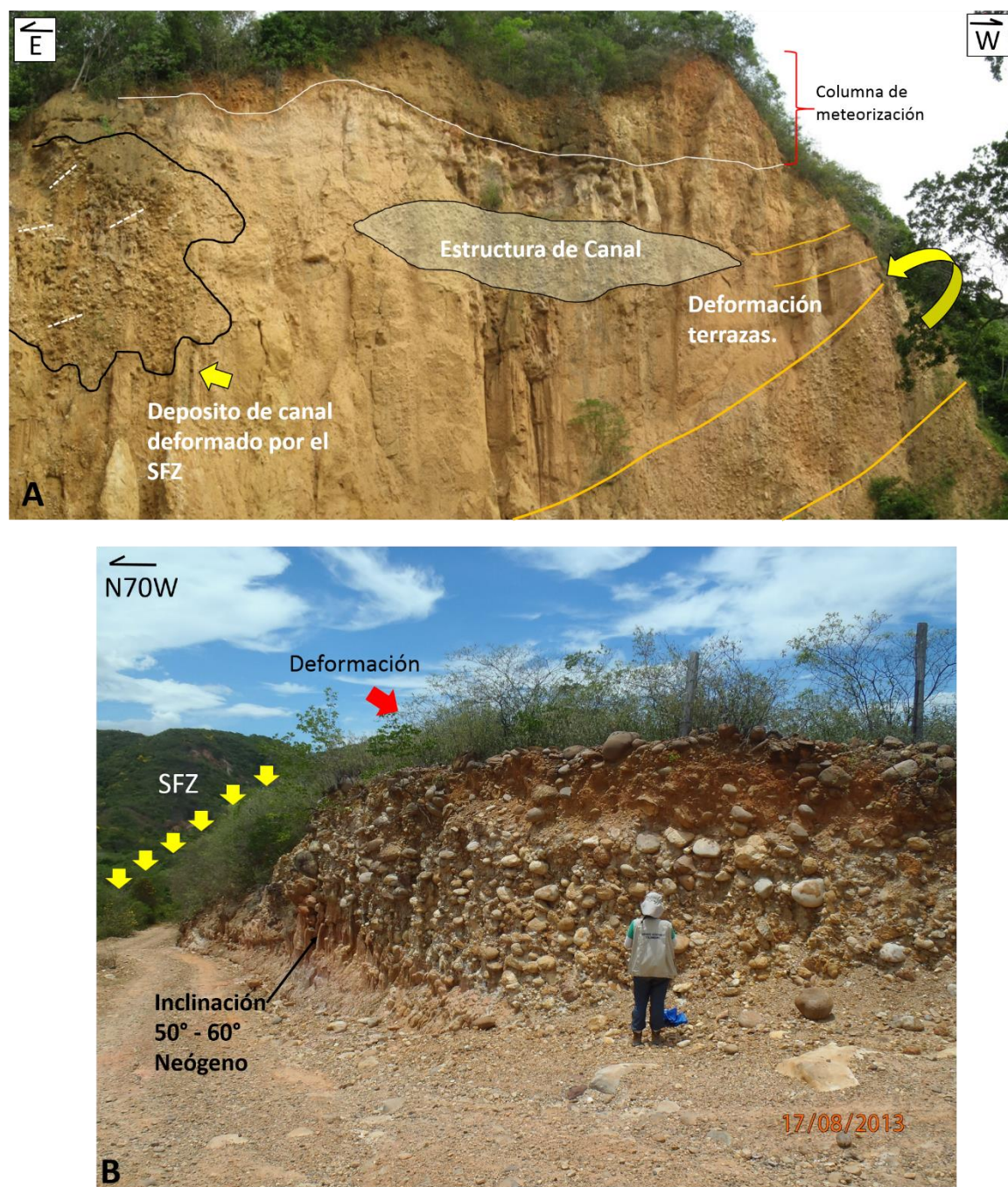


Figura 4-25: Fotografía tomada en dirección hacia el NE de la estructura discordante de carácter regional, una no conformidad sobre el basamento precámbrico.

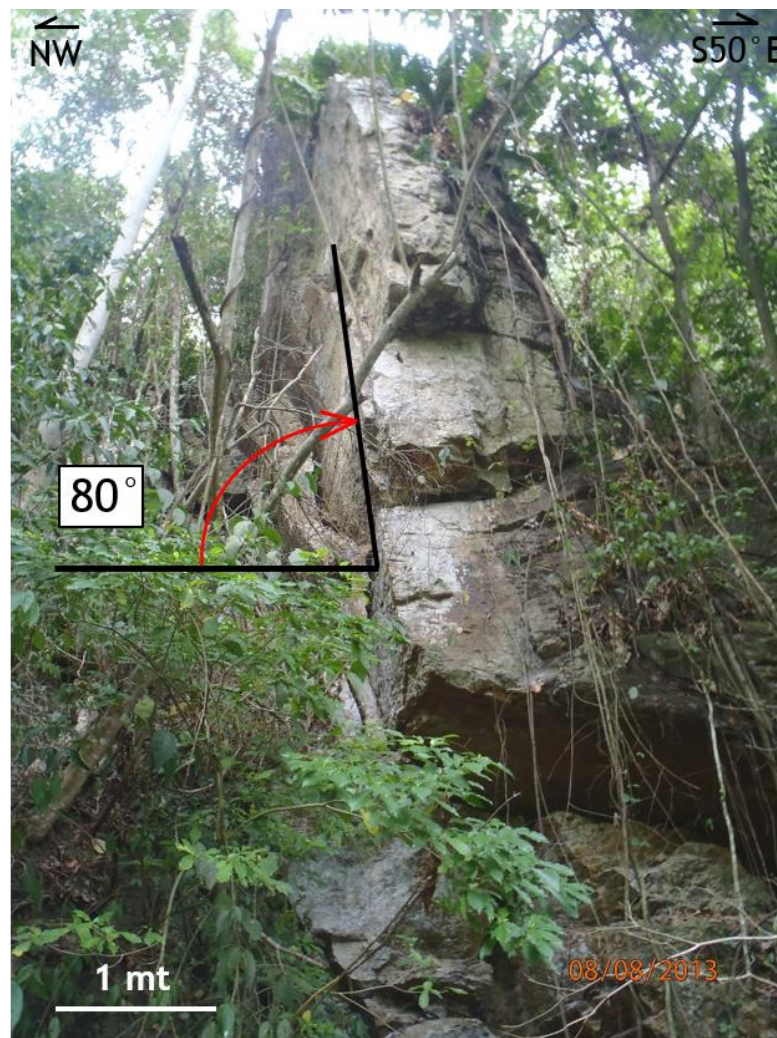


Figura 4-26: Fotografía en dirección SE de la falla Icuperena en su extensión sur. Nótese el contra escarpe ubicado sobre la falla, adyacente al escarpe es posible definir una silleta de falla.



- Existen cambios regionales en la esquistosidad o foliación de las rocas del complejo metamórfico de la contenta. La variedad litológica y diferentes datos de foliaciones no permite generalizar una orientación del cuerpo. Sin embargo, los datos de campo permiten identificar diferentes foliaciones a la altura de la sección BB' del complejo metamórfico.

Figura 4-27: Verticalización de los estratos de la secuencia del Cretácico Inferior. Los buzamientos se incrementan aguas arriba de la quebrada Pensilvania. Metros arriba de la fotografía se encuentran las rocas del complejo metamórfico de la Contenta.



- Existe una discordancia de tipo *no Conformidad* entre la Formación Aguardiente y el complejo metamórfico de carácter regional (fig. 4-25). Esta discordancia se observa hacia el oriente de la zona de estudio donde las rocas de la Formación Aguardiente conforman un escarpe estructural, que hacia su base es posible diferenciar. Hacia el occidente justo fuera de la zona de estudio esta formación y

las suprayacentes conforman una pendiente estructural que da lugar a geoformas denominadas *flat - irons*.

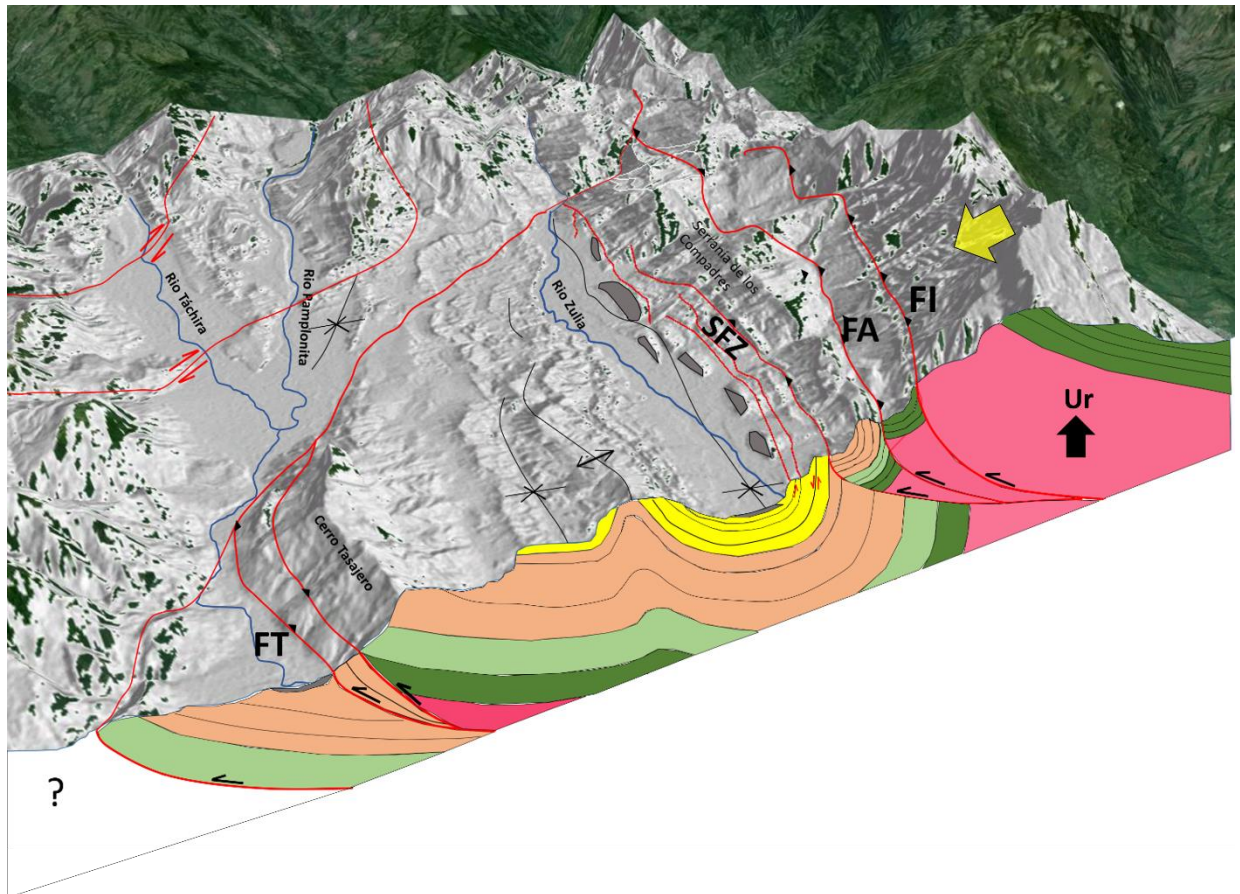
Figura 4-28: Brechas de falla asociadas al trazo de la falla Icuperena. Esta falla pone en contacto rocas del Cretácico inferior con rocas del Precámbrico (Complejo metamórfico de la Contenta). En la fotografía se puede apreciar la deformación sobre la base de la formación Aguardiente, sector quebrada la Contenta – vía Pan de Azúcar.



La formación Aguardiente conforma un contra-escarpe desde la sección BB' hasta AA' hacia el NE, que resulta ser una expresión fisiográfica regional de la falla Icuperena. Este rasgo presenta un lineamiento recto visible en fotografías aéreas y sensores remotos con una dirección principal SW-NE (fig. 4-26). Existe evidencia de campo a favor de un contacto fallado entre formaciones cretácicas y el complejo metamórfico de la Contenta, dentro de los cuales se menciona:

- Verticalización de los planos de estratificación de las rocas asociadas al Cretácico Inferior (e.g. Formaciones Aguardiente y Cogollo). En cercanías a la vereda Cacaguala, aguas arriba por la quebrada Pensilvania (drenaje tributario de la quebrada Cuperena a su vez afluente del río Icuperena) (Drenaje No 33, Fig. 4-1), se observa como rocas de la formación Cogollo presentan buzamientos de 6° hasta 11° hacia el SE, esta tendencia se incrementa hacia el occidente hasta llegar a buzamientos de 80° hacia el SE en la unidad basal de la secuencia cretácica formación Aguardiente (Fig. 4-27).

Figura 4-29: Modelo digital de elevación (DEM -30m) sobre superficie en Google Earth. Las principales estructuras geológicas son visualizadas hacia el SW. La flecha roja (Ur) muestra la porción en levantamiento superficial, y la flecha amarilla indica la dirección de compresión general.



- Zona de deformación frágil con planos de falla caracterizados por rocas de falla. En la quebrada la Contenta aguas arriba, previo al contacto con las rocas del complejo metamórfico de la Contenta, se identifican zonas de falla que coinciden con el trazo propuesto para la falla Icuperena. Brechas de falla (fig. 4-28) ubicadas entre planos con inclinaciones de 60° a 70° y dirección SW (Az: 160°) fueron observadas.

Teniendo en cuenta la disposición estructural de las rocas de la secuencia cretácica – paleógeno – neógeno, es visible una mayor deformación concentrada hacia el NE (corte AA') donde existe mayor compresión y fenómenos como inversión de la secuencia del Paleógeno (figs. 4-23 y 4-29). Según el modelo propuesto se observa que la geometría observada en la zona de estudio se asocia a un engrosamiento de la corteza, en un modelo de escamas delgadas (thin skinned) (fig. 4-29).

4.4 Análisis morfotectónico

Se identificaron depósitos cuaternarios y rasgos de deformación sobre la franja comprendida sobre el valle del río Zulia desde San Cayetano hasta la vereda Pedregales al norte de la zona de estudio. Estos rasgos se dividieron en: Depósitos recientes e índices de deformación (Ver anexo A).

4.4.1 Depósitos Recientes

La evolución de los depósitos cuaternarios está ligados a la disposición estructural causada por la situación tectónica del área de estudio. Asumiendo que espacialmente existió una sola llanura aluvial con tres grandes afluentes como los ríos Zulia, Pamplonita y Táchira, ubicar los depósitos de manera regional que correspondieron espacialmente a cada llanura aluvial es complejo. Sin embargo, es posible reconocer cuando estos comenzaron a ser depositados en cuencas independientes, debido que al comenzar el levantamiento de las rocas del terciario, los niveles base de cada río respondieron individualmente a un forzamiento tectónico.

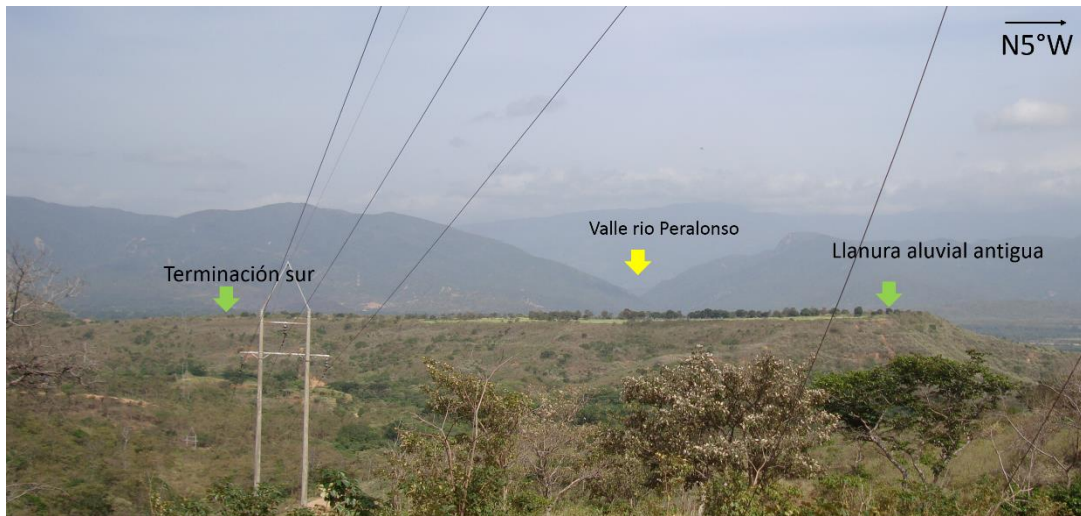
Para este estudio se identificaron nueve (9) terrazas de carácter regional (**Qtr1-Qtr9**), que respondieron a una caída del nivel base del río Zulia por causas externas (forzamiento tectónico) relacionadas a la compresión del sinclinal del Zulia, cuatro (4) terrazas locales (**Qtl1-Qtl4**), Llanura aluvial antigua local (**Qalo**), que corresponden a llanuras aluviales antiguas de tipo local en drenajes de poca extensión pero que drenaban hacia los principales que luego quedaron colgados en la topografía actual ya disectada, Llanura aluvial antigua (**Qala**) que corresponden a la llanura aluvial antigua del río Zulia hacia su costado este. Abanicos aluviales (**Qab**), conos de deyección (**Qd**), coluviones (**Qc**), flujo de escombros (**Qfe**), y la llanura aluvial actual (**Qal**) (Ver anexo A).

Llanura aluvial antigua (**Qala**)

Depósitos remanentes colgados sobre la topografía ascendente del terciario a unos 270 metros de altura, y con una diferencia al cauce del río Zulia de 69 metros. Se definen como superficies planas bordeadas por drenaje en fase erosiva y no agradacional (fig. 4-30). Estos depósitos son reconocidos como los depósitos de la antigua llanura aluvial perteneciente a los ríos Zulia, Pamplonita y Táchira. Texturalmente constan de gravas de guijarros medios a gruesos de cantos subredondeados a redondeados, composicionalmente constan de rocas cristalinas (gabros) ortoneis, arenitas líticas,

cuarzoarenitas y esquistos, la fábrica del sedimento es clastosoportada bimodal de matriz bien calibrada.

Figura 4-30: Panorámica de un depósito de llanura aluvial antigua (Qala). Las flechas verdes indican la extensión del cuerpo que se encuentra sobre rocas sedimentarias del neógeno (grupo guayabo). Hacia el occidente se observa la vertiente del río Peralonso que cae al río Zulia.



Llanura aluvial antigua local (Qalo)

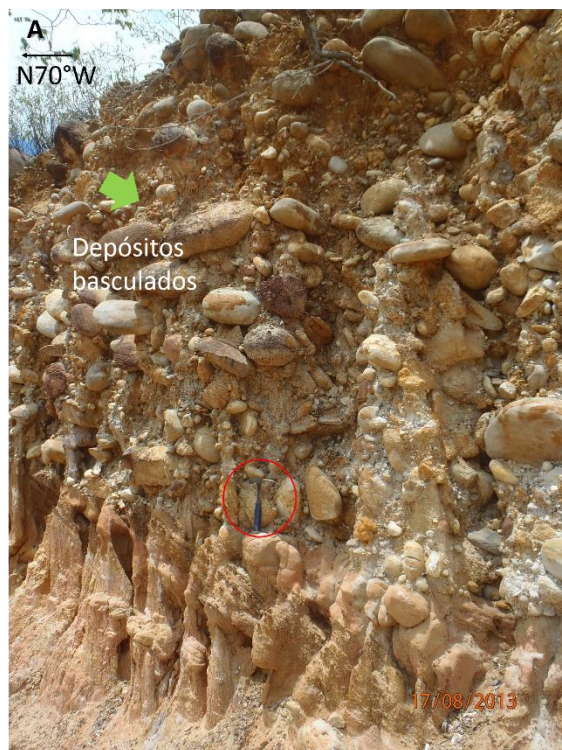
Estos depósitos son resultado de los cambios en los niveles base locales de diferentes tributarios de los drenajes mayores (e.g. quebrada la Tablona, Alejandra, Palmaro). Se conservan como llanuras aluviales o depósitos transitorios sobre valles de quebradas que fueron abandonados por procesos de piratería. En el mapa morfotectónico estas difluencias son observadas claramente en el costado occidental del valle del río Zulia donde estos depósitos son reconocidos claramente. La altura promedio de estos depósitos es de 239 metros sobre el nivel del cauce del río Urimaco, y varía localmente a 253 metros en algunos sectores.

Texturalmente estas llanuras presentan gravas de guijos finos a gruesos algunos mayores a 256 mm (Bloque) subredondeados a redondeados, clastosoportada con una matriz pobremente calibrada y polimodal. Composicionalmente constan de rocas sedimentarias (95%); principalmente cuarzoarenitas blancas, bien cementadas de grano grueso a muy grueso, subangulares a subredondeados; Cuarzoarenita de grano medio a grueso, de color blanco - amarillento, pobre a moderadamente calibrada; cuarzoarenita de grano medio a grueso, de color blanco, bien cementada con presencia de caolinita diseminada por la roca, de grano subangulares a subredondeados; y finalmente conglomerados de guijarros finos a medio de cuarzo, de clastos subangulares a subredondeados.

Terrazas Fluviales Regionales (Qtr1- Qtr9)

Las terrazas regionales presentan espesores variables de sur a norte, que van desde los 5 – 10 metros a 25 metros, esencialmente las terrazas más espesas son las que se encuentran basculadas al occidente (principal deformación cuaternaria) que son denominadas como terrazas regionales Qtr1, y se relacionan a un estado temprano de incisión del río Zulia (fig. 4-31, A y B). La secuencia de terrazas **Qtr1- Qtr4** responden a una caída rápida del nivel base del río Zulia a causa de procesos de deformación causados por la falla de Icuperena, Aguardiente y el SFZ que produjo una compresión lo que causó que la charnela del sinclinal del Zulia se hundiera. Las terrazas **Qtr5 – Qtr9** responden a la subsecuente caída del nivel base del río Zulia ajustado progresivamente al hundimiento de la charnela del sinclinal del Zulia. La secuencia en general presenta una tendencia N-NE que coincide con la geometría del valle del río Zulia, donde en el flanco occidental se encuentran las terrazas más antiguas (**Qtr1 – Qtr4**) (ver anexo A).

Figura 4-31: Depósitos de terrazas fluviales regionales (**Qtr1**) afectados por el Sistema de fallas del Zulia. A. Depósitos de terraza deformados en cercanías a la quebrada la Tablona con una diferencia de altura de 70 mt aproximadamente al cauce principal. B. Depósitos de terraza verticalizados en cercanías al sector de Piedras (Municipio del Zulia), su composición no se relaciona con la cuenca adyacente y se correlaciona con los depósitos basculados de la Tablona que presentan afinidad con los depósitos aluviales recientes del río Zulia.



Texturalmente las terrazas pertenecientes a las terrazas basculadas (**Qtr1**) constan de gravas de guijarros finos a gruesos de cantos subredondeados a redondeados, clastosoportada con una matriz pobremente calibrada y polimodal. Composicionalmente constan de rocas metamórficas (45%); principalmente esquistos micáceos y cuarcitas, rocas ígneas (20%); rocas ígneas faneríticas de tipo granito (altamente meteorizada), rocas sedimentarias (30%); chert y cuarzoarenitas de grano fino (fig. 4-31).

La composición de estas terrazas no coincide con el material agradacional que se deriva de las rocas del paleógeno y neógeno que conforman las cuencas al lado oriental de la serranía de los Compadres. Este hecho sugiere que el área fuente está ubicada en otro sector y se asocia a fases de agradación del río Zulia. La sucesión desde el **Qtr1** hasta **Qtr9** se mantiene composicionalmente suponiendo un área fuente de rocas del macizo de Santander con aportes de rocas sedimentarias cretácicas y terciarias en menor medida.

Terrazas Fluviales Locales (Qtl1- Qtl4)

Las terrazas locales representan variaciones a nivel local de drenajes que se concentran en valles menores, o ríos localmente restringidas al área (e.g. Río Icuperena, Peralonso, Palmaro). Los espesores del depósito oscilan entre 5 a 10 metros y son la respuesta a los cambios en el nivel base local definido por el río Zulia. Composicionalmente estas terrazas presentan diferente composición en sus clastos debido a que el área fuente varía, como ejemplo las terrazas locales del río Icuperena concentran una variedad de clastos de rocas metamórficas, sedimentarias y en menor porcentaje rocas ígneas, mientras que terrazas locales en la quebrada Alejandra o Tablona son clastos sedimentarios de rocas del Paleógeno-Neógeno, es decir de una fuente local y cercana.

Depósitos de abanicos aluviales (Qab)

Depósitos de alta energía asociados a frentes montañosos que son encontrados en donde el gradiente cambia abruptamente hacia el valle del río Zulia. Su característica principal es fotogeológica y geomorfológica en formas lobuladas que parten desde la culminación de los valles confinados de ríos como el Peralonso, o de quebradas como Gratamira o la Tablona, el depósito ocupa espacialmente el espacio permitido por el valle del río Zulia en dirección E – W, y es retrabajado por las mismas corrientes agradacionales y por el río Zulia. En comparación a los conos de deyección, los depósitos de abanicos aluviales presentan una pendiente suave entre el 0.6% al 2.0%, pero una mayor área alrededor de 12 km² (ver anexo A).

Para el río Peralonso, texturalmente constan de escombros de clastos y bloques subangulares a subredondeados, composicionalmente consta de rocas precámbricas pertenecientes al macizo de Santander, rocas sedimentarias cretácicas y del terciario (Paleógeno y Neógeno) de los bloques colgantes de las fallas de las Mercedes y Aguardiente. Para los demás drenajes exceptuando el río Icuperena (que no presenta abanicos) los clastos y bloques son conformados por rocas sedimentarias Paleógenas y Neógenas que son drenadas por las corrientes agradacionales.

Depósitos de conos de deyección (Qd)

Depósitos caracterizados por áreas menores que los abanicos aluviales, con una forma cónica característica y distintiva en fotografías aéreas, presenta una pendiente suave de 1.4% a 3.5% pero ligeramente mayor que las observadas que en los abanicos aluviales. Se asocian a drenajes de hasta tercer orden, y son distribuidos por varios sectores del valle del río Zulia. Sobre el SFZ se observa asociados claramente a un valle lineal coincidente con el trazo de la falla, texturalmente son depósitos caóticos de clastos a bloques con una fábrica matriz soportada de tamaño arena, composicionalmente dependen en gran medida del área fuente cercana que para el caso de estudio se concentran en rocas sedimentarias Paleógenas y Neógenas (ver Anexo A).

Figura 4-32: Depósitos de caída de bloques (Qc) pertenecientes a la unidad cartográfica Depósitos de coluviones. Nótese la angulosidad de los bloques que alcanzan hasta los 4 metros en tamaño. El armazón consta de bloques de cuarzoarenitas de grano fino bien calibradas de la Formación Carbonera.



Depósitos de coluviones (Qc)

Depósitos adyacentes a las laderas de alta inclinación en rocas sedimentarias del Paleógeno al Neógeno sobre el valle del río Zulia. Dentro de estos depósitos se concentran los depósitos de caída de bloques (fig. 4-32), glacis de acumulación y algunas avalanchas de roca que presentan espesores variables dependiendo de la disponibilidad de sedimento. La composición de los depósitos de coluviones depende del área donde se produce el sedimento, el área fuente es variada pero se concentra sobre rocas sedimentarias del Paleógeno – Neógeno.

Depósitos de flujos de escombros (Qfe)

Geomorfológicamente se caracterizan por formas alargadas concentradas sobre los valles fluviales de los drenajes presentes en el área de estudio. Estas acumulaciones de flujos rápidos de sedimento, suelo, agua y vegetación son observadas sobre el río Icuperena y Quebrada Palmaro, su disposición geométrica permitió la diferenciación de los depósitos de abanicos aluviales y pueden ser producto de la tectónica activa en el área, sin embargo su origen es climático (e.g. Lluvias torrenciales). Su extensión abarca desde centenares de metros hasta los 2 km de extensión, los que llegan al río Zulia son rápidamente transportados o re-trabajados por el flujo dejando un escarpe erosivo en su terminación. Texturalmente son clastos y bloques (depósitos heterométricos) angulares a subangulares, clasto-soportados a matriz soportados. Composicionalmente responden al área fuente del drenaje correspondiente, de esta manera al igual que los abanicos aluviales, sus clastos corresponden a rocas del macizo de Santander (e.g. Gneis, cuarcita, esquistos micáceos) o a rocas sedimentarias aflorantes de la zona.

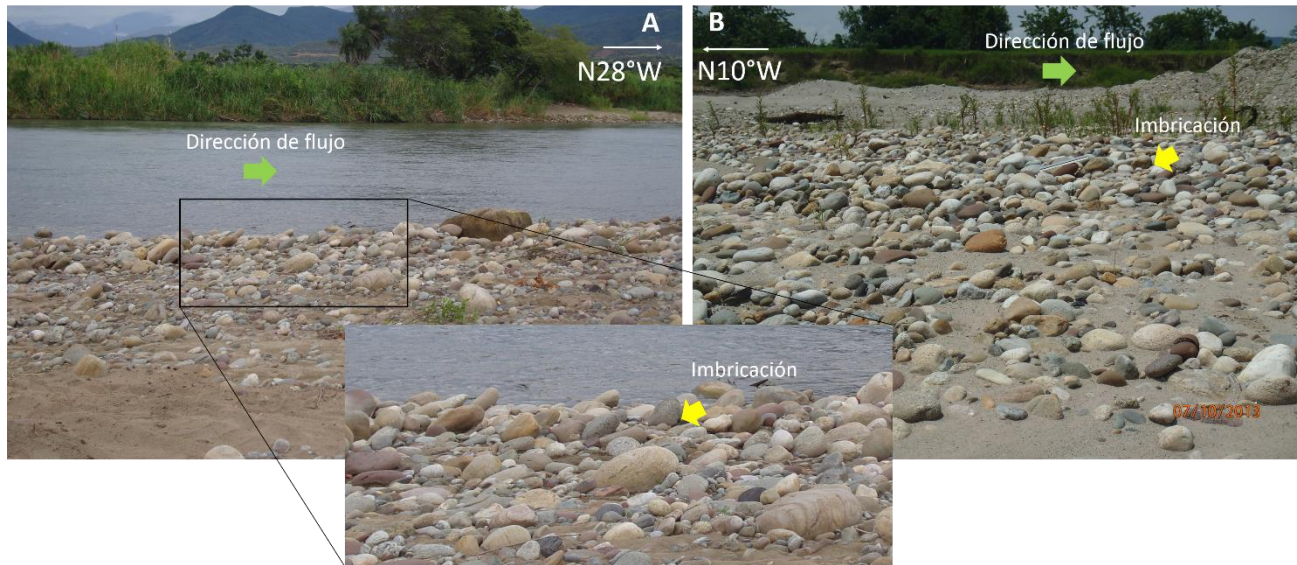
Depósitos recientes de Llanura aluvial (Qal)

El curso actual del río Zulia es concordante con la estructura sinclinal que se bautiza por dicha característica principal. Se extiende desde el sur en cercanías a Termo-Tasajero donde el río Salazar desemboca en el río Zulia hasta desembocar al norte en el río Catatumbo (fig. 4-33). En el valle mencionado los depósitos actuales del río Zulia van por un corredor definido (ver anexo A) por las terrazas regionales hasta que el dominio de la parte montañosa no es observable y el valle se amplía de manera abrupta.

En general, texturalmente los depósitos recientes del río Zulia abarcan diferentes tamaños de grano, desde tamaño arena, lodo y gravas como resultado de una dinámica fluvial reciente, sin embargo se observan las siguientes características:

- Gravas de guijarros gruesos de moderada calibración, con una imbricación con tendencia hacia el NW, clastos redondeados de baja a alta esfericidad, con porcentajes menores de formas tabulares. Matriz arenosa de grano medio a grueso. Composicionalmente constan de rocas metamórficas (45%); principalmente esquistos micáceos y cuarcitas, rocas ígneas (10%); rocas ígneas faneríticas de tipo granito (altamente meteorizada), rocas sedimentarias (40%); brechas de tamaño guijarro y cuarzoarenitas de grano fino (fig. 4-33).

Figura 4-33: Depósitos pertenecientes a los depósitos de llanura aluvial (**Qal**). A. Cercanías al municipio del Zulia sobre el valle del río Zulia. Nótese la imbricación de los clastos. B. Cercanías al distrito de riego del Zulia (norte de la zona de estudio). La composición de los depósitos es homogénea en su llanura aluvial y comparable a los depósitos de terraza **Qtr**.



- Suprayaciendo los depósitos de gravas se observan arenas lodosas de grano fino a medio de color rojizo, masiva.
- Lodos arenosos a lodos de color gris oscuro a rojizos pertenecientes a la llanura aluvial y en ocasiones con estructuras laminares plano-paralelas.

4.4.2 Índices de Deformación

El principal objetivo del enfoque morfotectónico es la identificación y localización de manifestaciones morfológicas causadas por terremotos o modificaciones hidrogeológicas (Panizza et al., 1987), que sumado a la identificación de los cuerpos cuaternarios de la zona de estudio permite la identificación de la deformación neotectónica. Los índices de deformación identificados en el área de estudio (ver anexo A) corresponden a características morfotectónicas identificadas a lo largo del valle del río Zulia.

Flanco occidental del valle del río Zulia

Al occidente del río Zulia procesos de captura y piratería de drenajes desarrollados sobre rocas del terciario (grupo Guayabo) son identificados, se reporta así mismo cuchillas lineales y valles rectilíneos que son trazados sobre los trazos del Sistema de Fallas del Zulia (SFZ). Las cuchillas lineales presentan desplazamientos sinestrales sobre este flanco occidental del río. El desvío de drenajes a nivel regional solo es presentado al sur del flanco occidental, y un alto topográfico identificado como relieve aislado se representa

sobre la franja meridional del valle. Este relieve aislado se encuentra sobre la quebrada la Alejandra, conformando un alto topográfico que coincide con el lineamiento la Alejandra, que se cree afecta transversalmente el SFZ.

Silletas de falla, cuchillas lineales y valles rectilíneos caracterizan el SFZ, que con los basculamientos de los cuaternarios ubicados sobre el flanco occidental son las respuestas morfológicas a la deformación observada en la zona de estudio. El SFZ en su mapeo morfotectónico evidencia segmentación en su trazo sur – norte, con rumbos que cambian al sur (NE, Az: 20°), al centro (predominantemente al norte, Az : 0°), y al norte (NE, Az: 20°), estos cambios coinciden con los cambios sur – norte que se evidencian sobre el valle del río Zulia, así como en la disposición estructural de las rocas del terciario en el flanco occidental del valle del río Zulia. Los trazos del SFZ son subparalelos a paralelos, que en algunos casos estos trazos se intersectan. El trazo inferido del SFZ en el mapa morfotectónico (ver anexo A) es inferido cuando intersecta depósitos recientes (e.g. depósitos de flujos de escombros, abanicos, terrazas locales, entre otros) ya que no se encontraron evidencias de escarpes estructurales activos. Una característica principal de los drenajes que corren a lo largo del SFZ es que conforman o estructuran su valle sobre las zonas de debilidad que deja el sistema, razón por la cual valles alineados se observan claramente en el flanco occidental del Sinclinal. Se concluye que existe un fuerte control estructural por parte del SFZ sobre los drenajes de menor orden, que corren sobre rocas del Neógeno.

Flanco oriental del valle del río Zulia

Captura y piratería de drenajes desarrollados en rocas del terciario (Grupo guayabo) hacia el sur del flanco son observados, en contraste, al norte drenajes desviados que se concluye son producidos por cambios litológicos, finalmente por verificar. Cuchillas lineales con desplazamientos sinestrales y dextrales son comunes sobre este flanco, se asocia este fenómeno a fallas transversales al SFZ, y paralelas y fragmentadas con respecto a la falla de Aguascalientes.

Escarpes erosivos están bien definidos limitando terrazas regionales y terrazas locales siendo su disposición paralela al cuerpo sedimentario.

5. Discusión

Los índices geomorfológicos, los perfiles de línea (*swath profiles*), las secciones estructurales, las observaciones de campo, la litología y las geoformas (valles, interfluvios, divisorias de agua, alturas) evidencian actividad tectónica reciente en el área comprendida entre el valle del río Zulia y las serranías de Aguardiente y Los Compadres en el extremo nororiental de la Cordillera Oriental colombiana.

Los índices de asimetría de las cuencas de la Serranía de Aguardiente que drenan hacia el oriente muestran valores entre altos y moderados que corresponden a cuencas fuertemente basculadas; las direcciones de basculamiento tienen dos tendencias, NE–SW y SW–NE. Estos basculamientos se pueden interpretar o bien como el resultado de levantamientos en las terminaciones SW y NE de las fallas de Aguardiente e Icuperena, o bien por una caída en el nivel base del Río Icuperena (al oriente de la Serranía de Aguardiente) obligando a sus drenajes tributarios a ajustarse al nuevo nivel, hacia la zona de mayor disección -definida por el relieve local positivo que a su vez representa la zona de mayor levantamiento tectónico. El relieve local positivo que muestra el perfil *swath* de la Serranía de Aguardiente (fig. 4-2, A) es el resultado de dos procesos que actúan en sentido opuesto, la incisión fluvial y la tectónica activa, favoreciendo la segunda hipótesis.

La tectónica activa en la Serranía de Aguardiente también se expresa en las curvas hipsométricas, el índice de Hack y los índices de verticalidad y concavidad. Curvas hipsométricas en forma de “S”, por ejemplo en la Quebrada La Contenta, sugieren un equilibrio entre procesos de pendiente e incisión fluvial o una cuenca madura. De estas curvas hipsométricas en forma de “S” ubicadas entre el río Icuperena y la serranía de Aguardiente (cuencas No 30 a 34, fig. 4-8), se resalta la evidencia de tendencias convexas hacia la base de las curvas. Esta tendencia se asocia a procesos de rejuvenecimiento causados por levantamiento superficial (Giaconia et al., 2012), en el caso de la zona de estudio se vincula a movimientos de la falla Icuperena que presenta su trazo principal precisamente a la base de estas cuencas.

Análogamente, el índice de Hack también sugiere actividad tectónica alta en la misma región detectada por la curva e integral hipsométrica. El mapa de distribución de este índice muestra zonas con valores altos anómalos sobre el corredor de las fallas de Aguardiente e Icuperena (fig. 4-11, B, C), que concuerda con un segmento central levantado tectónicamente de la Serranía de Aguardiente. La homogeneidad de la

litología en las elipses **B y C**, sugiere que esta anomalía se extiende por el contra-escarpe formado por la Formación Aguardiente en contacto con las rocas del Complejo Metamórfico de La Contenta por donde se traza la Falla Icuperena. Los perfiles logarítmicos de los drenajes (índices K_{sn} y θ) 2, 4 y 8 (figs. 4-15, 4-16, 4-17 y 4-20) sugieren una correlación entre las alturas de los puntos de quiebre (~350 m) y una superficie uniforme de levantamiento asociada a la Falla de Aguardiente, los índices de verticalidad con valores altos (entre 108.84 – 203.96) apoyan esta hipótesis, aunque también puede contribuir a ellos el contraste litológico entre rocas del Precámbrico y del Cretácico.

Ahora bien, si los índices geomorfológicos hasta ahora discutidos indicaban una zona tectónicamente activa para la Serranía de Aguardiente en su segmento central, el índice forma de cuenca (Re), presenta dos valores al NE y SW de la serranía que se contraponen a la hipótesis sugerida por otros índices. Al NE cuencas elongadas con valores entre 0.56 y 0.64, indican tectónica activa, al SW valores entre 0.54 y 0.8 corresponden a cuencas levemente elongadas a altamente elongadas (fig. 4-4) que ilustran una tectónica moderada.

Por otra parte, el área comprendida entre la Serranía de los Compadres y el Sistema de Fallas del Zulia (SFZ) muestra una actividad tectónica de baja a moderada. El índice de asimetría de las cuencas de la Serranía de los Compadres comprende valores correspondientes a cuencas suavemente asimétricas a moderadamente asimétricas [3 - 28], los basculamientos asociados no presentan una tendencia que está relacionada a las terrazas basculadas. Valores de la integral hipsométrica en rangos entre 0.243 y 0.365 (fig. 4-5) hasta 0.477 involucran curvas hipsométricas predominantemente cóncavas (figs. 4-6 y 4-7), en un estado de incisión fluvial o senil que se asocia a zonas tectónicamente inactivas. Diferencias en la resistencia erosional de unidades litológicas afectan las curvas observadas en drenajes con áreas menores o iguales a 2 Km², curvas en forma de “S” sobre el SFZ responden a cambios litológicos a tener en cuenta.

En cambio, el índice Smf (tabla 4-4) aplicado para el frente montañoso adyacente al SFZ indica segmentos altamente activos en Wb y Wd con valores de 1.40 y 1.18 respectivamente (fig. 4-9) y moderadamente activas en Wa y Wc con 2.09 y 2.85, los valores Wa , Wb , Wc y Wd indican un frente montañoso activo. De la misma forma, el índice de forma de cuenca (Re) cae dentro de cuencas levemente elongadas a altamente elongadas (tectónica activa), este patrón irregular coincide con valles rectilíneos, drenajes oblicuos a la dirección de la Serranía de los Compadres (divisoria de aguas), por lo tanto los sistemas de drenaje son controlados estructuralmente por el SFZ - Pérez & Peña (2010) asocia este tipo de características geomorfológicas a procesos de captura de drenaje, en este sentido Bull (2009) indica que formas elongadas representan una concentración de energía para una incisión eficiente y una erosión remontante a lo largo del canal principal- aun así el efecto tectónico puede ser imperceptible.

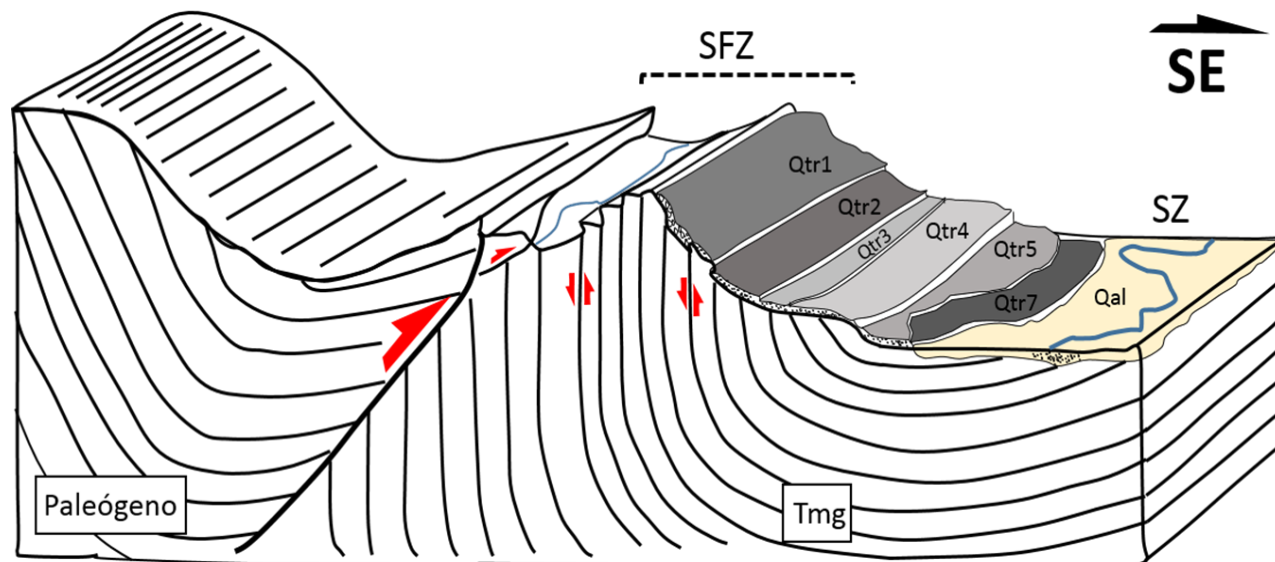
El índice de Hack en la Serranía de los Compadres la establece como una zona relativamente inactiva. Algunos casos puntuales de altas anomalías en el índice de Hack fueron asociadas a cambios litológicos a la transición de la Formación Cuervos a Mirador (figs. 4-10 y 4-14, B). También las restricciones para el análisis logarítmico de los índices de verticalidad y concavidad (K_{sn} y θ) en la serranía no permitieron evaluar los desequilibrios en el área del SFZ.

El sistema de drenajes observado en el área de estudio se conforma con una divisoria de aguas regional anclada sobre la serranía de Aguardiente, donde los drenajes corren en dirección este, contrario a los drenajes en dirección oeste hacia el río Sardinata. Sin embargo localmente son truncadas por la serranía de los Compadres que presenta la misma tendencia NE, pero de menor altura, el cual en su costado oriental y concordante con los planos estructurales de rocas del paleógeno, presenta drenajes menos desarrollados con áreas pequeñas que son tributarios del río Zulia. La altura de la serranía de Aguardiente y el tamaño de las cuencas involucradas de los drenajes hacia el oriente sugiere un paisaje relíctico que fue modificado hacia su base por fallas de tipo inverso. Este paisaje relíctico es originado previo al levantamiento que dio origen a la serranía de los Compadres.

El contra-escarpe formado por la falla de Icuperena es el limitante de las cuencas bien desarrolladas sobre la cara oriental de la serranía, aguas arriba desde el contra-escarpe conforma pendientes altas (fig. 4-9) y una fuerte incisión domina el paisaje. Sobre los planos estructurales conformados por rocas de la Formación Aguardiente (fig. 4-26) en dirección al oriente, posterior al trazo de la falla Icuperena, existe una pobre formación de drenaje, lo cual se refleja en la poca incisión observada a través del análisis de sensores remotos. Esta incisión incipiente se genera al superponer factores litológicos (competencia de la roca) y levantamiento tectónicos relativamente rápidos que superan el poder erosivo de dichos drenajes.

Las terrazas deformadas (figs. 4-21, 4-23 y 4-24) que fueron observadas en la franja occidental del río Zulia son un fuerte indicio geomorfológico de tectónica activa en el departamento del Norte de Santander. La configuración geométrica de las terrazas y sus altos índices de deformación en planos de 80° - 90° en las zonas más deformadas, sugieren tasas de levantamiento altas, acumuladas aproximadamente en los últimos 3 millones de años. Estos depósitos deformados se configuran sobre el flanco occidental del sinclinal del Zulia en el corredor descrito en el área de estudio, y la distribución de alturas máximas describen puntos al sur de ~ 330 – 350 metros, y hacia el norte de ~ 330 – 386, flancos con mayor buzamiento (fig. 4-23, AA') hacia el NE indican mayores deformaciones sobre el SFZ. El plegamiento de estos depósitos se debe a la deformación causada sobre los depósitos del Neógeno por una serie de fallas inversas y flexo-deslizantes que causan un ascenso en el flanco occidental del sinclinal del Zulia y que consecuentemente deforma antiguas terrazas del río Zulia (Figura 5- 1).

Figura 5-1: Modelo deformación de las terrazas fluviales del río Zulia (Qtr) por fallas flexo-deslizantes, y una falla principal del SFZ. Terrazas ubicadas en el sector de Piedras en el municipio del Zulia. Modificado de Burbank & Anderson (2001).



La composición de los clastos de las terrazas deformadas consiste en rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias provenientes del macizo de Santander, ubicada al SW y W de la Serranía de los Compadres (fig. 4-30). Un área fuente para los sedimentos pleistocénicos fue identificada en un paisaje relíctico ubicado en la franja de la Serranía de Aguardiente donde aflora el Complejo Metamórfico de La Contenta, el cual tenía que estar expuesto en superficie, y ser área fuente de los sedimentos de la antigua paleo-llanura aluvial de los ríos Zulia- Pamplonita y Táchira, posteriormente y de manera progresiva al deformarse la secuencia del Terciario (expresado por la serranía de los Compadres), estas depósitos fluviales de terrazas fueron levantándose y plegándose progresivamente en el Plio-Pleistoceno. Se reconoce el paisaje relíctico debido a que se observa cuencas bien desarrollados sobre rocas precámbricas, pero donde las rocas del cretácico inferior actúan como una barrera sobre impuesta, concentrando todo el poder erosivo sobre el cauce principal erodando solo sobre este tramo, se cree que el nivel base de los drenajes que corren sobre las rocas precámbricas claramente fue afectado por la falla Icuperena. Este elemento puede ser fundamentado teniendo en cuenta que los drenajes mencionados corren sobre el bloque colgante de la falla Icuperena, que según varios índices morfométricos, presenta la actividad tectónica relativa más elevada del área (e.g. figs. 4-2, 4-5 y 4-11).

Por otra parte depósitos cuaternarios discordantes, que se encuentran colgados al oriente del río Zulia sobre anticlinales, sinclinales y monoclinales asociados al plegamiento regional ocasionado las fallas de las Mercedes, Aguardiente e Icuperena, apuntan a que grandes sistemas de ríos trenzados, surcaban una depresión ubicada entre el municipio del Zulia y la ciudad de Cúcuta con sentido sur - norte. Diederix *et al.*, (2009) propone dos hipótesis acerca del origen de una paleo-llanura de los ríos

Pamplonita, Táchira y Zulia: La primera hipótesis consiste en que los sistemas Pamplonita – Táchira y Zulia desarrollaron diferentes planicies aluviales y la segunda que fue un solo sistema hídrico el que se conformó. Las evidencias geomorfológicas, y estructurales recolectadas en este trabajo evidencian una paleo-llanura única denominada proto – valle del Zulia. Los ríos Pamplonita y Táchira conformaban el sistema de tributarios del río proto- Zulia con una tendencia hacia el NE, posteriormente el plegamiento y levantamiento de las secuencias terciarias fue ajustando al proto – Zulia a su cauce actual, y los ríos Pamplonita y Táchira fueron restringidos al oriente de la paleo- llanura.

El Rio Zulia es un drenaje concordante con una estructura sinclinal y un frente occidental de deformación dominado por fallas subverticales a verticales sobre la superficie (SFZ), el flanco occidental del sinclinal es afectado por movimientos flexo-deslizantes asociado al plegamiento del sinclinal y es el origen de la deformación de los depósitos de terraza recientes identificados por levantamiento geológico. La deformación causada por la falla del SFZ origina que el pliegue sea deformado conforme las capas se vuelven más verticales, con dos posibles efectos: 1. Movimientos flexo-deslizantes sobre el flanco occidental del pliegue, 2. La charnela se deforme en su componente vertical causando una subsidencia sobre todo el valle del río Zulia. La segunda hipótesis explica como el nivel base del río Zulia ha caído relativamente rápido con respecto a los ríos Pamplonita y Táchira.

La influencia posterior de fallas de rumbo dextral al oriente de la zona de estudio a la altura de Cúcuta y como parte de la falla de Boconó, aumento el relieve que como consecuencia mantiene elevadas las planicies aluviales de los ríos Pamplonita y Táchira que no han logrado ajustar sus niveles base con respecto al río Zulia, por el contrario este último incisa sobre una morfoestructura que continua hacia el norte hasta donde la influencia de la tectónica desaparece. El nivel base del río Zulia cae debido a un factor sumatorio, donde los factores son determinados por una tectónica compresiva compleja ubicada al occidente, principalmente controlada por unas fallas con vergencia al este y el factor litológico, que genera un rápido rompimiento y plegamiento aumentando la deformación y compresión sobre el sinclinal asociado.

El sinclinal del Zulia presenta un eje de tipo sinuoso debido a las diferencias de compresión situadas en el sur, centro y norte de la zona de estudio. Algunas evidencias aun no corroboradas sugieren que existe un lineamiento en la quebrada la Alejandra de carácter W-E que falla el eje del sinclinal a la altura del municipio del Zulia, sin embargo evidencias concretas de campo no fueron encontradas. El sinclinal del Zulia es un pliegue asimétrico, fallado en su flanco occidental, las evidencias de campo corroboran esta geometría, ya que presenta altos buzamientos en los estratos en su flanco occidental (70° - 85°), contrario al flanco oriental que presenta ángulos bajos de buzamiento (15° - 35°) (fig. 4-23). Esta asimetría del sinclinal del Zulia explica las diferencias geomorfológicas entre ambos flancos, un costado oriental de drenajes dendríticos con claros planos buzando hacia el oeste en una secuencia Neógena normal,

y un costado occidental con drenajes subparalelos a dendríticos; con valles rectilíneos. Es posible que el desconocimiento del cuaternario en la zona, condujera en levantamientos geológicos anteriores a evaluar terrazas deformadas como planos estructurales de rocas del Neógeno, pensando así que dicha estructura no presentaba deformación; conformando un sinclinal simétrico.

La disposición geométrica de las unidades sedimentarias del final del Neógeno (Grupo Guayabo – Tmg3) sugiere que la deformación fue progresiva y originada en el occidente de la zona de estudio sobre las fallas de Aguardiente e Icuperena, esta deformación es posterior a su deposición conforme a datos de campo que lo confirman, como capas verticales ubicadas en el SFZ con estructuras sedimentarias asociadas a ríos trenzados también verticalizadas, por lo tanto no cumplen con el principio de horizontalidad original. Por esta razón el comienzo de la deformación se ubica desde el Plioceno hasta el Holoceno teniendo en cuenta que la última deformación es visible en depósitos sedimentarios de terrazas conformadas por gravas de guijos. Es claro advertir que según los índices morfométricos y datos de campo apuntan a una deformación ubicada al occidente del río Zulia y evidencia tasas de levantamiento altas que no son contraladas por fallas de rumbo ubicadas al oriente como la fallas derivadas de Boconó.

La poca susceptibilidad de los índices morfométricos para determinar anomalías en la franja de la Serranía de los Compadres y el SFZ, es posible que ocurra a la resolución de los datos topográficos usados dentro de la investigación. En el programa TecDEM se usó un DEM con una resolución de 90 metros, y los demás índices fueron calculados en un DEM de 30 metros, esta diferencia en resoluciones no debería influir en los datos obtenidos ya que como se ve en el presente estudio índices basados en diferentes resoluciones apuntan en el mismo sentido, sin embargo datos más precisos de alturas y áreas pueden permitir mayor precisión de los índices morfométricos (también geomorfológicos) ya que son los parámetros de entrada, en zonas de poca altitud como la Serranía de los Compadres hacia el oriente una mejor resolución permitiría detectar anomalías muy pequeñas asociadas a levantamientos tectónicos, pero con restricciones en el uso de algunos índices debido al límite de resolución como el análisis de los perfiles de corriente (índices K_{sn} y θ) que presentan un área crítica **Acr** que permite la evaluación de erosión efectiva. Lastimosamente los drenajes desarrollados sobre la franja en cuestión son drenajes jóvenes causados por el levantamiento progresivo de las unidades paleógenas y neógenas en el Plio – Pleistoceno, y su desarrollo depende de procesos dinámicos locales de cada cuenca que enmascaran o gobiernan las cuencas actualmente.

En el área de estudio se presentan dos litologías predominantes una secuencia de rocas sedimentarias desde el cretácico inferior hasta el Holoceno, y un complejo metamórfico del precámbrico, esta diferencia de litologías presenta un reto en el análisis de los índices geomorfológicos por posibles cambios o anomalías observadas en estos que pueden ser adjudicados a la tectónica activa y no a la diferencia litológica, o a una suma de factores litológicos y tectónicos, las señales observadas en el análisis de los perfiles de corriente

sugiere puntos de quiebre asociados a cambios litológicos, pero también indican estados de desequilibrio por el ajuste en el nivel base de los drenajes que corren en sentido W-E en una onda erosiva ocasionada por un levantamiento tectónico.

5.1 Implicaciones en la evolución del paisaje.

El sistema aluvial del Proto – Zulia actuó a finales del plioceno con áreas fuente desde una topografía levantada perteneciente a la Serranía de Aguardiente, este río migraba occidente-orienté y viceversa sobre una amplia llanura aluvial en dirección sur – norte hasta el lago de Maracaibo (fig. 4-29).

Los actuales ríos Pamplonita y Táchira drenaban hacia este río principal convirtiéndose en los principales tributarios con los ríos Salazar y Peralonso. Para la llanura aluvial del Proto – Zulia mientras el levantamiento ocurría, el curso del río se iba desviando hacia el occidente por elevaciones topográficas nuevas a consecuencia de la deformación W-E, este ajuste hacia el occidente ocurrió sincrónicamente a la formación del sinclinal del Zulia. El nivel base del río Zulia justamente se iba acomodando a la nueva estructura, así mismo, el nivel base referencia local para los demás sistemas hídricos. La explicación de la caída del nivel base del río Zulia es de suma importancia para el manejo de inundaciones actuales ya que permite modelar más adecuadamente procesos físicos del río.

Los diferentes pulsos tectónicos desde el plioceno causaron rápidamente la separación de los ríos Pamplonita, Táchira y Zulia. Otros sistemas hídricos fueron confinados y estructuralmente controlados como el río Oripaya que corre paralelo al eje del anticlinal con el mismo nombre y que corta el anticlinal en su cabeceo en el NE.

Debido a que el río Zulia se encuentra más cercano al frente de deformación y su concordancia con una estructura plegada en forma de sinclinal y el constante hundimiento de su charnela ha obligado a que el nivel base del río decaiga, sin embargo pulsos tectónicos evidenciados en los índices geomorfológicos son concentrados en el bloque conformado entre la Serranía de Aguardiente y el Río Icuperena, que han concentrado así mismo elevaciones y se evidencia en los procesos de pendiente. Por otro lado, los drenajes formados desde la serranía los Compadres hacia el este, presentan tramos rectilíneos, valles alineados que son conocidos como el resultado de procesos de piratería complejos (e.g. Pérez-Peña et al., 2010) que ocurrieron desde el inicio de la deformación en el plioceno tardío y que hacen parte actualmente de la evolución del paisaje.

El incremento de la deformación sobre el bloque de la Serranía de Aguardiente en los últimos 3 Ma generó nuevas elevaciones topográficas que modificaron cursos de los drenajes, según el análisis del drenaje realizado, y análisis sobre la cresta de la Serranía de Aguardiente, todos los drenajes antes del levantamiento de la Serranía de los Compadres cubrían una dirección E – SE. Evidencias como wind –gaps sobre la cresta de la serranía sugieren que el levantamiento continuo excedió la capacidad de incisar el

relieve de algunos drenajes, y que solo los ríos Icuperena y Peralonso tuvieron la capacidad de incisar la topografía creciente, actualmente estos ríos son descritos como antecedentes. El rápido levantamiento de la Serranía de los Compadres causado por las fallas de Icuperena y Aguardiente ocasiono el desvío de varios drenajes tributarios del proto-Zulia hacia una cuenca aislada por donde drena actualmente el río Icuperena, este río es controlado estructuralmente por la Falla de Aguardiente (figs. 4-1 y 4-2).

5.2 Implicaciones tectónicas

Estructuralmente la deformación dúctil es distribuida por la secuencia cretácica-paleógena-neógena así como una serie de fallas inversas que a profundidad deben horizontalizarse indican un engrosamiento de la corteza en escama delgada (thin-skinned) siendo acortada en dirección este (figs. 4-23 y 4-29).

El modelo estructural propuesto difiere al sistema regional propuesto dentro del triángulo de Maracaibo, ya que la deformación mostrada en este estudio indica fallas inversas y extensos plegamientos a lo largo de la falla de Aguardiente, este modelo concuerda con una falla de carácter regional que coloca en contacto rocas precámbricas con la misma secuencia cretácica- paleógena-neógena observada en la zona de estudio, dicha falla conocida como la falla de Las Mercedes, esta falla de varios kilómetros de extensión corre paralelamente a lo observado localmente, y se cree es la causante inicial de la deformación vista, contrario a los indicios encontrados de tectónica activa en las fallas derivadas de la falla de Boconó, los depósitos de terraza deformados en el flanco occidental del sinclinal del Zulia y sus datos relacionados sugieren una tectónica compresiva que se extiende hasta los límites de la falla de Boconó, esta tectónica compresiva deja una sucesión de pliegues evidenciada por el anticlinal de los compadres, sinclinal del Zulia, anticlinal de Oripaya, y el anticlinal de Tasajero, así mismo la ciudad de Cúcuta se encuentra en un sinclinal que es cortado al SE por la falla de Aguascalientes, esto conforma un área de influencia entre fallas de rumbo, derivadas de la falla de Boconó, y fallas inversas y de cabalgamiento asociados a una compresión regional W-E distribuida por la falla de las Mercedes.

Los datos derivados de la geología estructural y la deformación de las terrazas en el costado occidental del río Zulia, así como los índices geomorfológicos sugieren tectónica activa en el área de estudio, estos datos presentan un área activa que se suma a la zonas activas descritas por Diederix *et al.*, (2009) en la franja de la falla de Boconó, y que presenta implicaciones de índole tectónico ya que deja un vacío en si comprender a la falla de Boconó como una fuente de deformación principal o secundaria, o si es el caso como se cree en esta tesis de Maestría, la falla de Boconó es una consecuencia de la deformación W-E de carácter compresivo dominada por la falla de las Mercedes. Esta hipótesis sugiere una compresión aun activa del bloque Choco-Panamá.

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1 Conclusiones

El uso de índices morfométricos provee en principio una visión general de la tectónica activa en un área determinada, lo que permite una búsqueda enfocada para realizar la comprobación en campo de estructuras activas. Algunos índices como el análisis de perfiles de corrientes analizados en este trabajo presentan una limitación técnica con respecto a la escala de la cuenca (Acr), sin embargo el análisis de los resultados provistos por esta herramienta soportada con dataciones en el Cuaternario proveería una cuantificación de los levantamientos superficiales en el área específica de estudio.

Por lo tanto, al sintetizar información geológica disponible, manejando información topográfica, características fluviales, estructurales y calculando índices morfométricos este estudio provee una visión general de la tectónica activa que consiste en:

- Las terrazas deformadas son una expresión de una deformación acumulada a los largo de tres fallas inversas, Falla Icuperena, aguardiente y Sistema de Fallas del Zulia, con vergencia hacia el este.
- El principal mecanismo de deformación de las terrazas fluviales del río Zulia (Cuaternario), es el movimiento de fallas flexo-deslizantes ubicadas en la secuencia del Neógeno, sobre el flanco occidental del sinclinal del Zulia.
- Los índices morfométricos Curva Hipsométrica e Integral hipsométrica, Hack o gradiente de corriente, Asimetría de la Cuenca y análisis de los perfiles de corriente (índices K_{sn} y θ) indican que las fallas de Icuperena y Aguardiente en el segmento central de la serranía de Aguardiente son estructuras activas.
- Las observaciones morfotectónicas y estructurales de campo en el flanco occidental del río Zulia, indican que el sinclinal del Zulia y el SFZ son estructuras activas; sin embargo, en este caso, los índices morfométricos no son eficientes en capturar los cambios que genera la tectónica activa en la topografía. Uno de los inconvenientes con la morfometría, radica en que la mayoría de los drenajes de esta franja del SFZ presentan áreas menores al área crítica (Acr) (Áreas >5 Km²), limitando la detección de la tectónica activa por medio de perfiles logarítmicos.

- La deformación causada sobre los depósitos del Neógeno por una serie de fallas inversas (SFZ) y movimientos flexo-deslizantes, causan un ascenso en el flanco occidental del sinclinal del Zulia y que consecuentemente deforma antiguas terrazas del río Zulia.
- Las terrazas deformadas de la franja del SFZ al occidente del sinclinal del Zulia reflejan una deformación pasiva sobre un bloque dúctil que se deforma de manera homogénea, los movimientos flexo-deslizantes no son suficientes para generar anomalías que puedan ser detectadas con los índices morfométricos. Sin embargo, el sinclinal del Zulia es una estructura activa tectónicamente.
- La flexión de la charnela del sinclinal del Zulia es inferida a partir de los datos de campo, secciones estructurales (espesores constantes) y el mecanismo flexo-deslizante en su flanco occidental, lo cual le da su carácter asimétrico (fig. 38). Este modelo explica de manera adecuada por qué el nivel base del río Zulia decae rápidamente con respecto al nivel base de otros ríos adyacentes como el Pamplonita y Táchira.
- El inicio de la deformación que afecta a las terrazas basculadas del flanco occidental del sinclinal del Zulia es posterior al pulso reconocido de 3 Ma para la Cordillera Oriental en el Plio – pleistoceno. Los pulsos de levantamiento posteriores originaron la Serranía de los Compadres lo cual afectó los sistemas fluviales del Pleistoceno ubicados al oriente como el río Zulia, Pamplonita y Táchira.
- Los sistemas hídricos de la zona de estudio se encuentran en un estado transitorio de equilibrio. Las ondas erosivas provienen de pulsos de levantamiento asociados a las fallas activas de Aguardiente e Icuperena.
- El mapeo morfotectónico localizó morfoestructuras asociadas a la deformación pasiva del SFZ, una de las características más evidentes es el plegamiento de terrazas fluviales, cuchillas desplazadas, difluencias y silletas de falla.

En estudios de tectónica activa se requiere la integración de la información cuantitativa y cualitativa del área. La aproximación clásica a la tectónica activa sigue siendo la herramienta más relevante en estudios de este carácter, el uso intensivo de fotografías aéreas y conocimientos amplios en sedimentología, geología estructural y tectónica son fundamentales. No obstante, es necesario cuantificar el paisaje, para determinar patrones en los parámetros del relieve (e.g. elevaciones, distancias, áreas, pendientes) que muestren señales asociadas a forzamientos por la tectónica y el clima, es una tendencia reciente en la comunidad geocientífica encontrar desde la topografía señales de tectónica activa (e.g. Wobus *et al.*, 2006, Kirby & Whipple, 2012, Whipple *et al.*, 2013),

y como estos autores nombran cuando no existe evidencia de la deformación en el cuaternario. Para este estudio se contó con la posibilidad de aplicar esas nuevas técnicas (índices K_{sn} y θ), así como otros índices morfométricos, sumado a un extenso afloramiento de cuaternarios deformados como patrón de referencia (terrazas fluviales regionales Qtr).

Contrario a lo esperado, los resultados de los índices morfométricos convergen a zonas activas ubicadas hacia la porción central de la Serranía de Aguardiente, al occidente de la franja de terrazas deformadas en el flanco occidental del río Zulia, no por esto los índices carecen de funcionalidad para detectar la tectónica activa sobre el SFZ. En este aspecto, es necesario indicar que es “extraño” que las terrazas deformadas se encuentren alejadas de la zona activa propuesta y que ningún índice morfométrico detecte ese levantamiento de la superficie, es posible pensar que este fenómeno se deba a que las tasas de levantamiento son mayores en la zona enfocada por los índices morfométricos, y que con ayuda de una litología predominantemente más resistente a la erosión, permitió que estas señales de la onda erosiva ocasionada por un levantamiento tectónico se conservaran, esta respuesta configura un paisaje transitorio diferente al ubicado en el SFZ donde esta señal solo se conserva en las terrazas y los drenajes se encuentran en un estado de equilibrio, siendo indetectable por medio de los índices morfométricos.

Un modelo que explique este fenómeno requiere de un bloque rígido (rocas precámbricas del Complejo Metamórfico de La Contenta) que empuja en dirección Este un bloque dúctil (secuencia sedimentaria cretácica, terciaria y cuaternaria de las serranías Aguardiente y Los Compadres) modela adecuadamente la cinemática de las fallas Aguardiente, Icuperena y SFZ. El bloque rígido transmite el movimiento en dirección Este generando un pulso deformativo que se distribuye en diferentes estructuras (por ejemplo; pliegues y fallas), en diferentes instantes de tiempo los diferentes pulsos deforman el bloque dúctil haciendo que incremente su posición vertical. En un espacio XYZ el bloque rígido puede tener compresiones diferenciales que ocasionan mayor deformación sobre el bloque dúctil comprimiendo más una zona con respecto a otra, esto ocasiona generación de nuevos frentes de falla que distribuyen la deformación (por ejemplo el SFZ, Falla Tasajero). La existencia de una serie de bloques de comportamiento dúctil, afectados por fallas de rumbo regional, relacionados a la falla de Boconó, entra de manera oblicua a la zona de estudio comprimiendo el borde de la sucesión plegada del Terciario a la altura de la ciudad de Cúcuta.

6.2 Recomendaciones

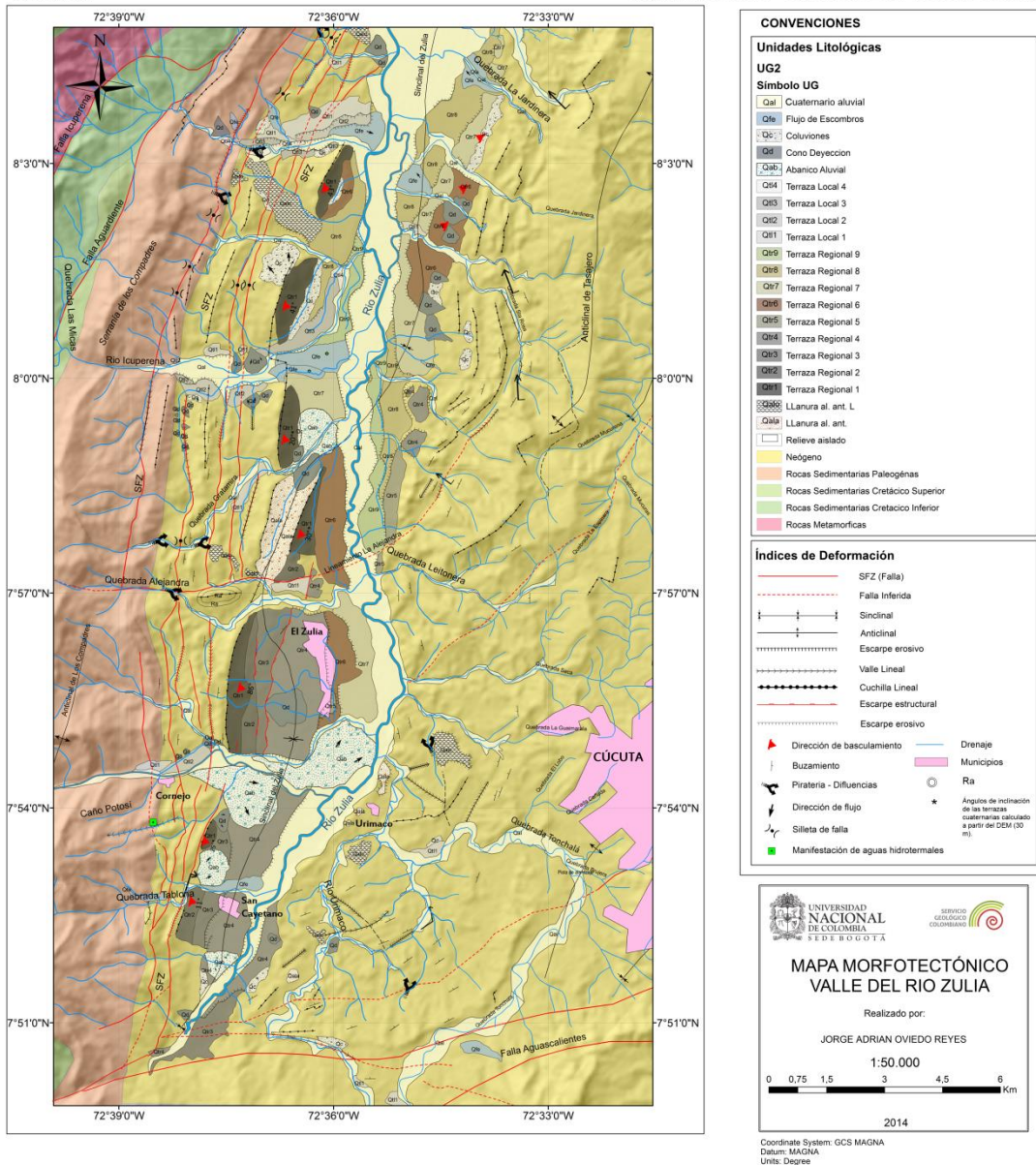
Teniendo en cuenta la importancia de estos estudios para identificar zonas de tectónica activa en el país, que sirven a un sinnúmero de propósitos, principalmente la amenaza sísmica a las poblaciones del país, se realizan las siguientes recomendaciones:

- Realizar comparaciones similares a la realizada en el presunto estudio, ya que esto permite identificar los factores que afectan la identificación de anomalías asociadas a la tectónica activa. La cuantificación del fenómeno por índices geomorfológicos es requerida, sin embargo se observa que la variedad litológica en tramos muy cortos en un solo drenaje puede enmascarar la evaluación precisa del efecto que se quiere discernir.
- Es necesario tener en cuenta el área crítica de la cuenca (**Acr**) para realizar el análisis de los perfiles de las corrientes (drenajes) por gráficas logarítmicas Pendiente vs Área, en determinada área de interés, ya que puede limitar el análisis deseado.
- Usar herramientas como la datación cosmogénica sobre los sedimentos del río Zulia para identificar las tasas de erosión con el fin de determinar las tasas de levantamiento superficial.
- Monitoreo de las fallas activas sugeridas en este trabajo con estaciones GPS y sismológicas.
- Extender las zonas de análisis por índices geomorfológicos a otros dominios estructurales es necesario para entender la configuración tectónica del área, zonas adyacentes como la falla de las Mercedes y la falla Tasajero pueden indicar las relaciones tanto en el oeste de la zona como en el oriente.
- Se recomienda la asesoría internacional de expertos en la aplicación de índices morfométricos, ya que aunque las condiciones pueden ser generalizadas para diferentes cadenas montañosas a nivel global, Colombia presenta una tectónica compleja que deriva en actividad neotectónica que no ha sido evaluada.

A. Anexo: Mapa Morfotectónico escala 1:50.000

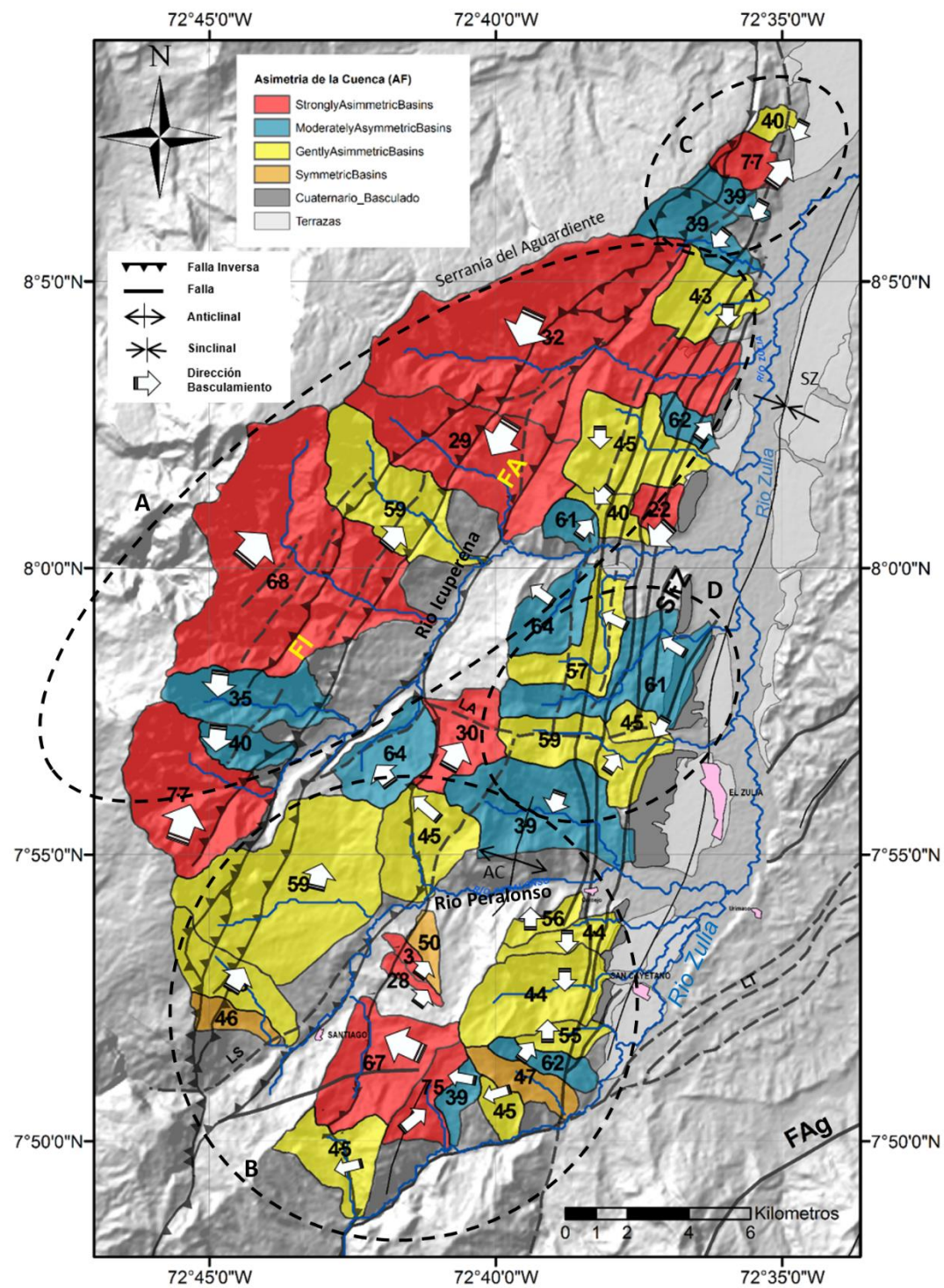
COLOMBIA

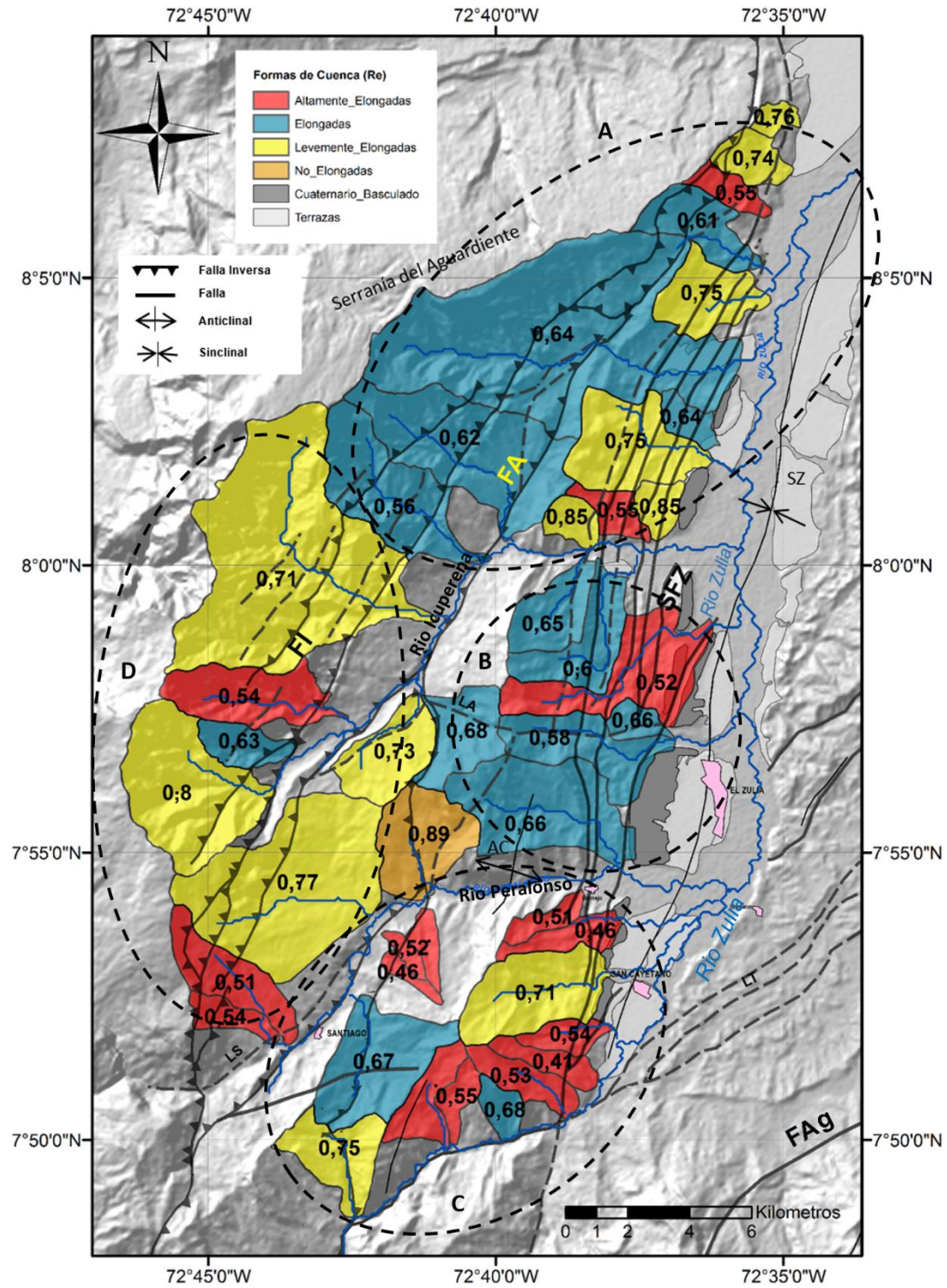
Mapa Morfotectónico - Valle del Río Zulia - Norte de Santander

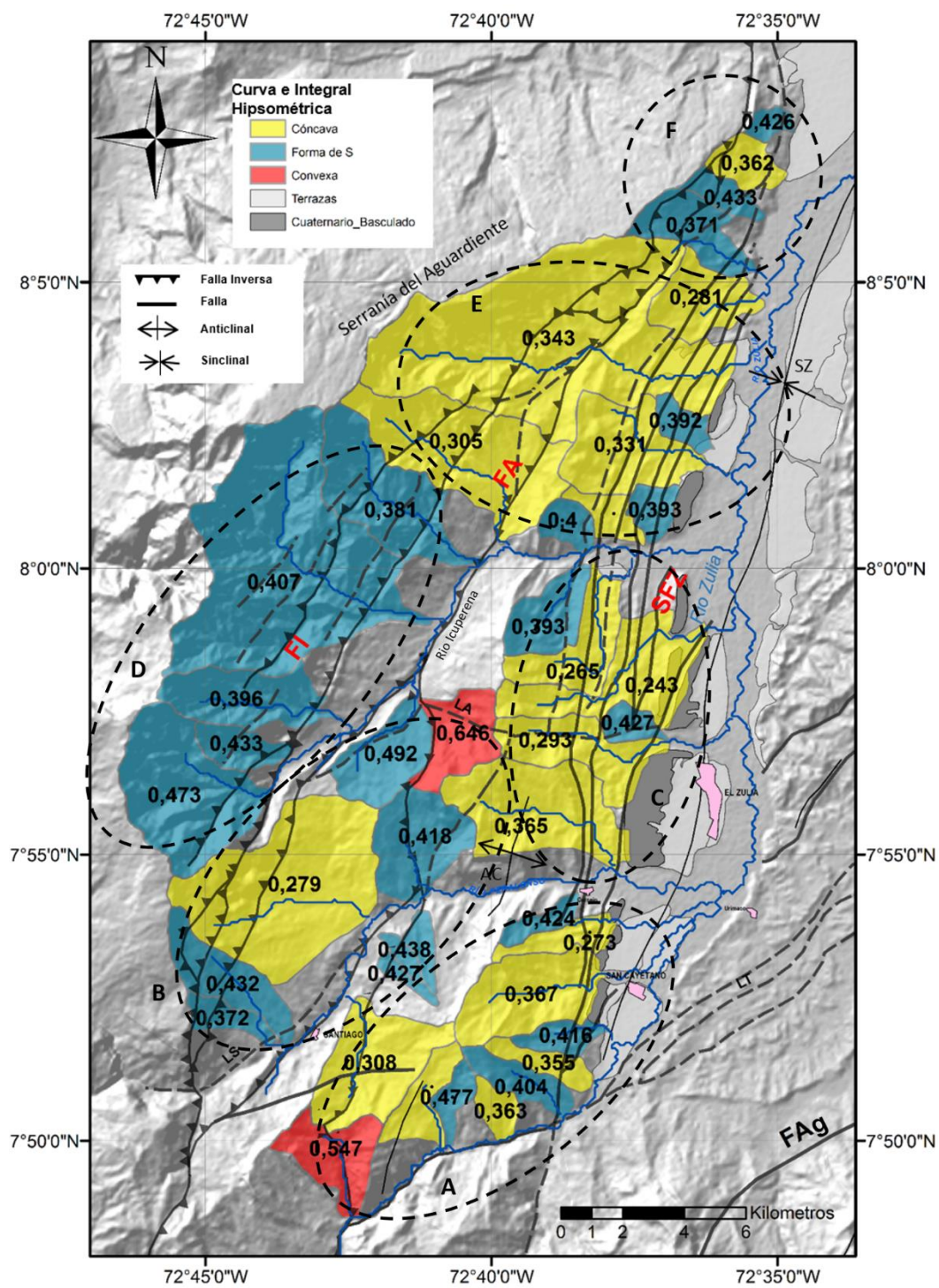


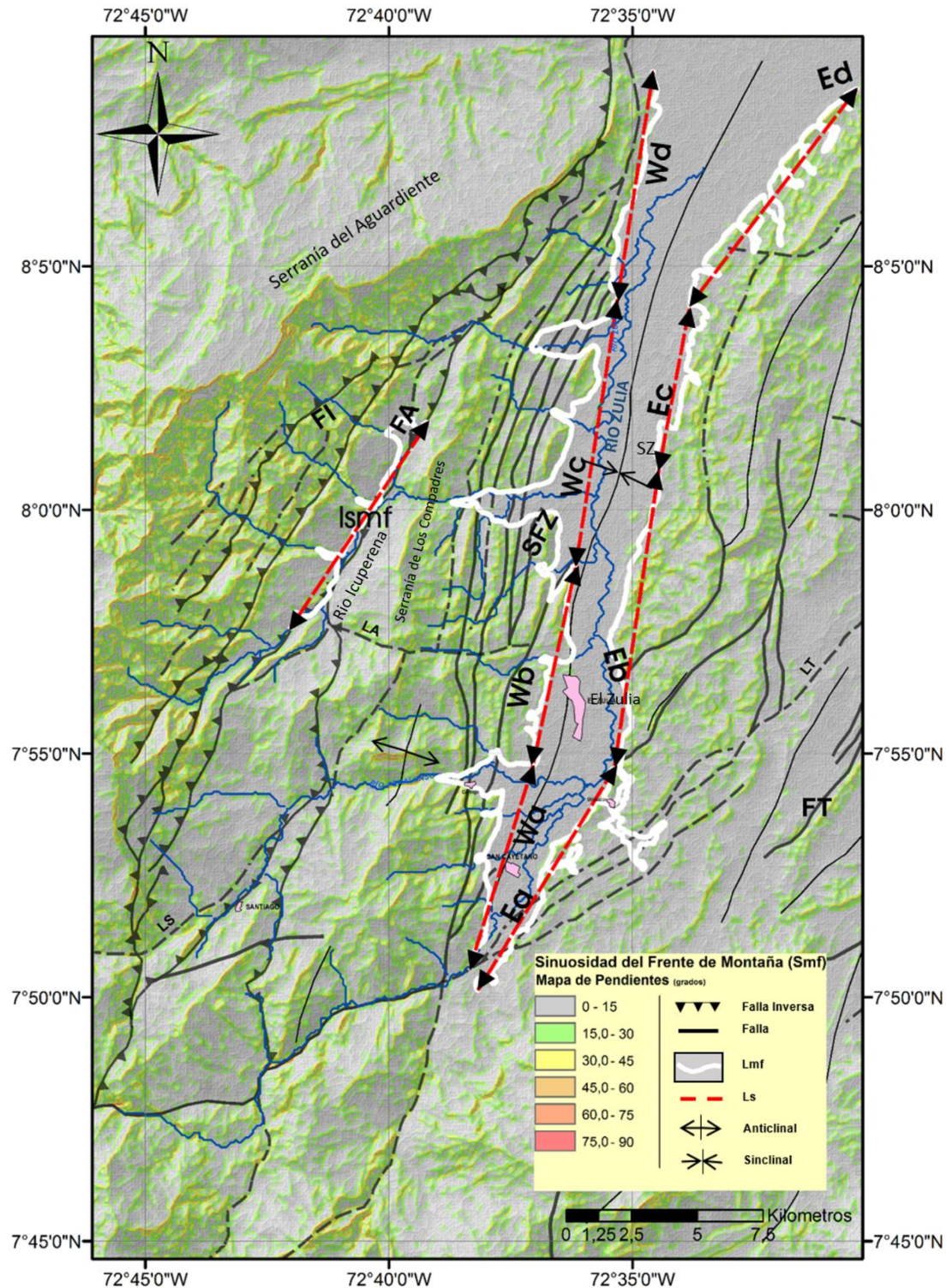
1:50000

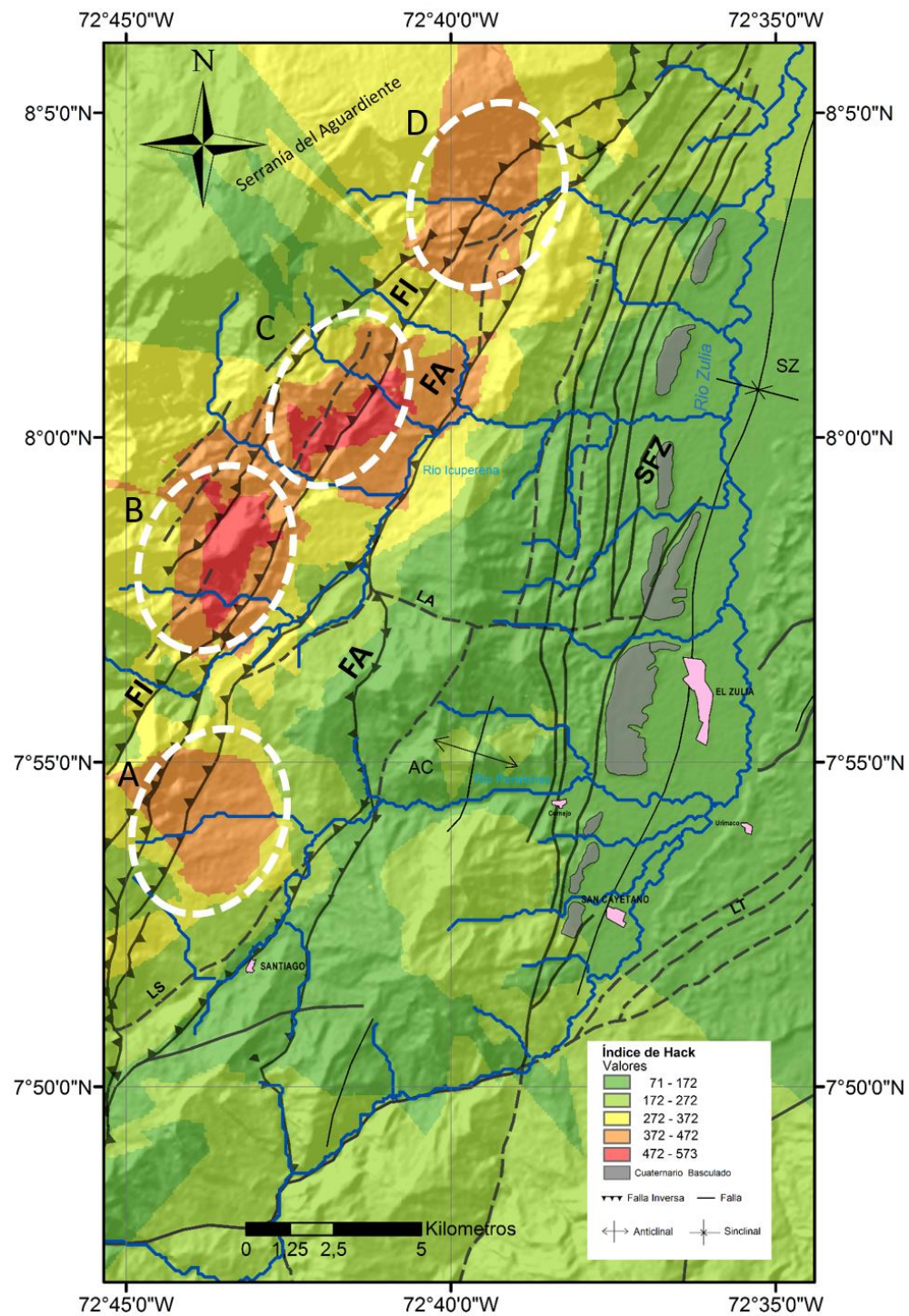


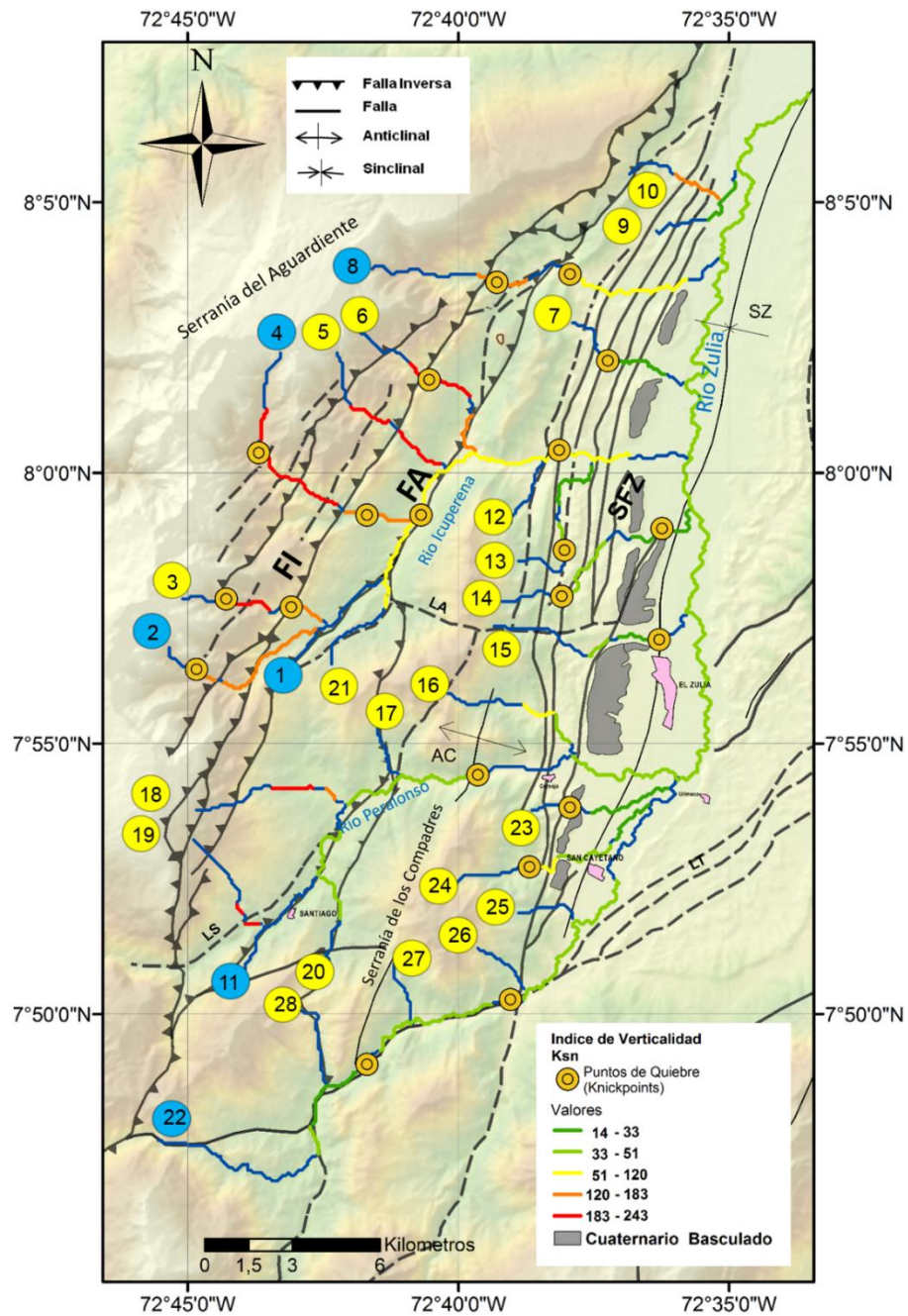


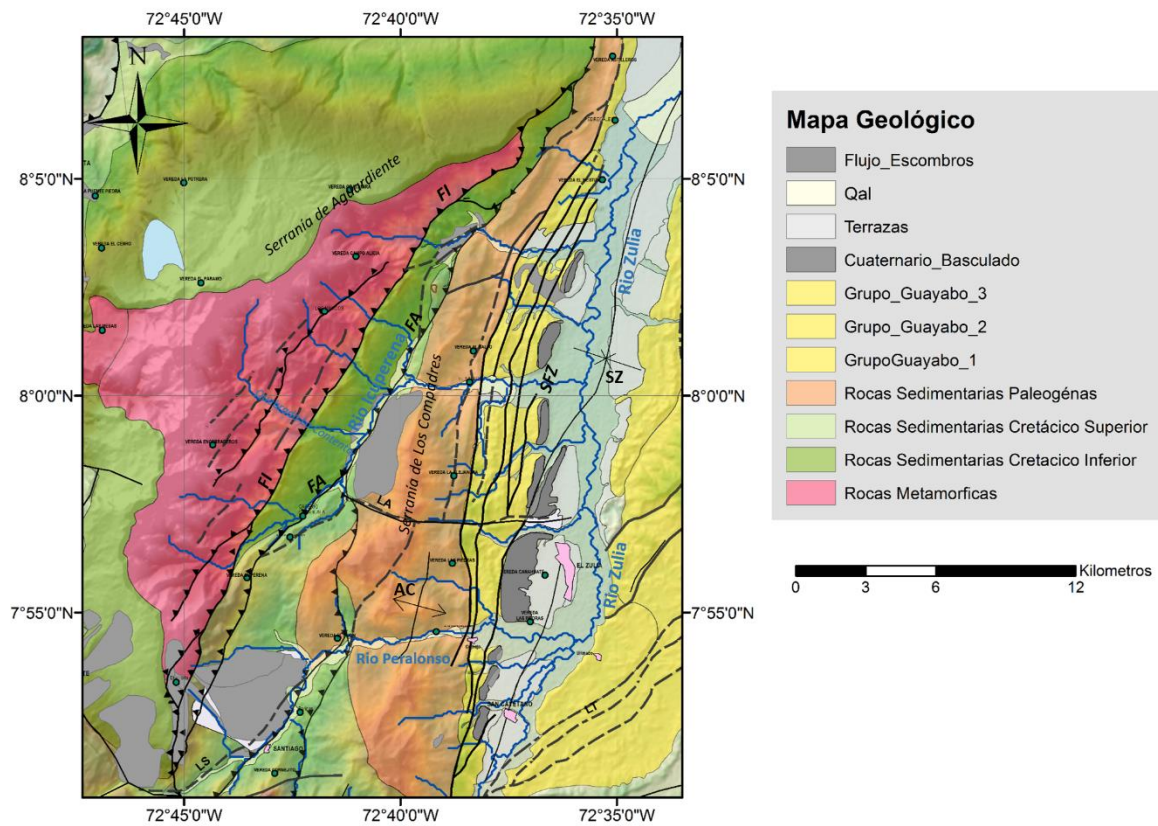












Bibliografía

Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R., 2011. **Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt, SW of Iran.** *Geomorphology* 128, 1-14.

Audemard, F.A, Machette, M.N., Cox, J.W., Dart, R.D., Haller, K.M., 2000. **Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions.** A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World Report 00 – 018, USGS, Paper Edition, 82 pág.

Audemard, F.E., Audemard, F.A., 2002. **Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction.** *Tectonophysics*, 345, 299 – 327.

Audemard, F.A., Ollarves, R., Bechtold, M., Díaz, G., Beck, C., Carrillo, E., Pantosti, D., Diederix, H., 2008. **Trench investigation on the main strand of the Boconó fault in its central section, at Mesa del Caballo, Mérida Andes, Venezuela.** *Tectonophysics* 459, 38 – 53.

Bull, W.B., 2009. **Tectonically Active Landscapes.** Wiley -Blackwell Publishing, USA 326 pp.

Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. **Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California.** In: Doehering, D.O. (Ed.), *Geomorphology in arid regions. Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium.* State University of New York, Binghamton, NY, pp. 115–138.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. **Tectonic Geomorphology.** Blackwell Science, Oxford.

Cifuentes, H.G., Sarabia, A.M., 2006. **Estudio Macrosísmico del sismo del 18 de Mayo de 1875, Cúcuta (Norte de Santander).** Ingeominas, Bogotá, Informe Técnico, 150 Pág.

Cifuentes, H.G., Sarabia, A.M., 2010. **Estudio Macrosísmico del sismo del 17 de Octubre de 1981, Cúcuta (Norte de Santander).** Ingeominas, Bogotá, Informe Técnico, 160 Pág.

Clavijo, J., 1994. **Mapa Geológico Generalizado del Norte de Santander.** Ingeominas, Bogotá, Memoria Explicativa, 49 Pág.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., Taborda, A., 1995. **Basin**

Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, V. 79, No. 10, P. 1421–1443.

Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Miccadei, E., Nesci, O., Pambianchi, G., Piacentini, T., Troiani, F., 2008. **Morphotectonic evolution of the Adriatic piedmont of the Apennines: An advancement in the knowledge of the Marche-Abruzzo border area.** Geomorphology 102, 119 – 129.

Diederix, H., Torres, E., Hernández, C., Bohórquez, O., 2009. **Evolución Tectónica y Morfodinámica durante el cuaternario en la zona de Cúcuta y alrededores, Norte de Santander.** Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Informe Técnico Proyecto GEO09-09, 104 Pág.

Dimaté, C., Rivera, L., Taboada, A., Delouis, B., Osorio, A., Jiménez, E., Fuenzalinda, A., Cisternas, A., Gómez, I., 2003a. **The 19 January 1995 Tauramena (Colombia) earthquake: geometry and stress regime.** Tectonophysics 363, 159 – 180.

Dimaté, C., 2003b. **Sismotectonique descordilleres Centrale et Orientale colombiennes.** Tesis Doctoral, Universidad Luis Pasteur – Estrasburgo I, 280 pp.

England, P., Molnar, P., 1990. **Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.** Geology, v. 18, 1173 – 1177.

Figueroa, A.M., Knott, J.R., 2010. **Tectonic Geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation.** Geomorphology, 123, 34 - 45.

Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martinez-Martinez, J.M., Azañon, J.M., Perez-Peña, J.V., Perez - Romero, J., Villegas, I., 2012. **Geomorphic evidence of active tectonics in Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain).** Geomorphology 145 – 146, 90 -106.

Gerbault, M., Hérail, G., 2005. **Andean geodynamics: main issues and contributions from the 5th ISAG, Toulouse.** Tectonophysics 399, 1 – 13.

Hack, J.T., 1973. **Stream-profile analysis and stream-gradient index.** Journal. Res. U. S. Geological Survey. 1 (4), 421–429.

El Hamdouni, R., Irigaray, A., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. **Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain).** Geomorphology 96, 150-173.

Ingeominas, 1998. **Geología del Cuadrángulo G13 Cúcuta, Mapa Geológico Escala 1:200.000.** Ingeominas, Bogotá.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Wörner, G., 2002. **Andean geodynamics: main issues and contributions from the 5th ISAG, Toulouse.** Tectonophysics 345, 1 – 15.

- Keller, E.A., Pinter, N., 1996. **Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape.** Prentice Hall, New Jersey, primera edición, 362 pp.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. **Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape.** Prentice Hall, New Jersey, segunda edición 362 pp.
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. **Expression of active tectonics in erosional landscapes: Review.** Journal of Structural Geology 44, 54 – 75.
- Mahmood, S.A., Gloaguen, R., 2011. **Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis.** Geoscience Frontiers 3(4), 407 –428.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., 2004. **Rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy.** American Journal of Science, Vol 304, 559 – 589.
- Osorio J.A., Torres, E.M., Hernández, C., Botero, P.A., Diederix, H., 2008. **Modelo Geodinámico del Macizo de Santander.** Ingeominas, Bogota, Informe Tecnico, Pág. 152
- Panizza, M., Castaldini, D., Bollettinari, G., Carton, A., Mantovani, F., 1987. **Neotectonic research in applied geomorphological studies.** Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 63, 173 – 211.
- Paris, G., Machette, M.N., Dart, R.L., Haller, K.M., 2000. **Map a Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions.** U.S. Geological Survey, Pág. 66.
- Pérez-Peña, J.V., Azor, A., Azañon, J.M., Keller, E.A., 2010. **Active tectonics in the Sierra Nevada (Beltic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis.** Geomorphology 119, 74 – 78.
- Peters, G., Van Balen, R.T., 2007. **Tectonic Geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany.** Global and Planetary Change 58, 310 – 334.
- Ponce, A., 1977. **Geología de la Región de Cúcuta (Norte de Santander).** Ingeominas, Bogotá, Informe Técnico No 1743, 36 Pág.
- Pulido, N., 2003. **Seismotectonics of the Northern Andes (Colombia) and development of seismic networks.** Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Special Edition, 69 – 76.
- Regalla, C., Kirby, E., Fisher, D., Bierman, P., 2013. **Active forearc shortening in Tohoku, Japan: Constraints on fault geometry from erosion rates and fluvial longitudinal profiles.** Geomorphology 195, 84 – 98.

Sarmiento, L.F., 2001. **Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonics models.** Tesis Doctoral, Vrije Universiteit Amsterdam, 319 Pág.

Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. **The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain):** Quantitative geomorphological analysis. *Geomorphology* 206, 37 – 57.

Selim, H.H., Tüysüz, O., Karakas, A., Tas, K.Ö., 2013. **Morphotectonic evidence from the southern branch of the North Anatolian Fault (NAF) and basins of the south Marmara sub-region, NW Turkey.** *Quaternary International* 292, 176 – 192.

SGN, 1967. **Geología del Cuadrángulo G13 Cúcuta, Mapa Geológico Escala 1:200.000.** Servicio Geológico Nacional e Inventario Minero Nacional, Bogotá.

Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. **TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis.** *Computers & Geosciences* 37, 250 – 260.

Shahzad, F., Gloaguen, R., 2011. **TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 2: Surface dynamics and basin analysis.** *Computers & Geosciences* 37, 261 – 271.

SGC, 2014. **Cartografía Geológica de las planchas 87 (Sardinata) y 88 (Cúcuta) a escala 1: 100.000. Norte de Santander.** Servicio Geológico Colombiano, Bogotá, Informe Técnico Proyecto preliminar (Memoria), 104 Pág.

Singer, A., Beltran, C., 1996. **Active faulting in the southern Venezuelan Andes and Colombian Borderland.** Third International Symposium Andean Geodynamics, Saint Malo, Francia.

Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalinda, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. **Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia),** *Tectonics* 19, 787 – 813.

Troiani, F., Della Seta, M., 2008. **The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy.** *Geomorphology*, 102, 159 – 168.

Troiani, F., Galve, J.P., Piacentini, D., Della Seta, M., Guerrero, J., 2014. **Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain).** *Geomorphology* 214, 183 – 197.

Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. **Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs.** *Journal of Geophysical Research* 104, 17661-17674

Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Crosby, B.T., 2013. **Bedrock rivers. In: Shorder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), Treatise on Geomorphology.** Academic Press, San Diego, CA, vol. 9, Fluvial Geomorphology, pp. 550 – 573.

Wobus, C.W., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N.P., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B.T., Sheehan, D., 2006. **Tectonics from topography: Procedures, promise and pitfalls.** Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series, p. 55-74.

Yildirim, C., 2014. **Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü Fault Zone; Central Anatolia, Turkey.** Tectonophysics 630, 183 – 192.